

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DOKTORA TEZİ**

**YENİCE (ÇANAKKALE) BÖLGESİ'NDEKİ Cu-Pb-Zn OLUŞUMLARI**

**Sinan AKISKA**

**JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ANKARA  
2010**

**Her hakkı saklıdır**

## ÖZET

Doktora Tezi

### YENİCE (ÇANAKKALE) BÖLGESİ'NDEKİ Cu-Pb-Zn OLUŞUMLARI

Sinan AKISKA

Ankara Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. İ.Sönmez SAYILI

Çanakkale-Yenice-Kalkım bölgesinin güneyinde Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncık dere yörelerinde halen işletilen galeri ve çevrelerinde Permo-Triyas olarak yaş verilmiş serizit-grafit şist, kalkışist ve metakumtaşı birimleri ile mermer mercceklerinden oluşan metamorfik kayalar yüzeylemektedir. Bu tez, metamorfitle içinde faylanmalara bağlı olarak yerleşmiş Pb-Zn-(Cu-Ag) cevher damarların ve onların yakın civarındaki plütonik ve volkanik kayaların mineraloji-petrografi, jeokimya, mineral kimyası ve izotop incelemelerini içermektedir.

Yapılan mineralojik çalışmalarda, cevherli zonlarda gang minerali olarak grossular-andradit türü granatlarda zonlanmalar, hedenberjit-johansenit ve diyopsit türü piroksenler, klinozoit-pistazit türü epidotlar ile yer yer tremolit-aktinolitler belirlenmiştir. Cevher mineralleri olarak ise galenit, sfalerit ve kalkopiritlerin yanı sıra pirit, hematit, ilmenit, manyetit ve bazen de arsenopiritler saptanmıştır.

Pb-Zn skarn-tipi yataklarda tipik olarak gözlenen grossular-andradit türü granat ve hedenberjit-johansenit-diyopsit türü piroksen mineral birlikliklerinin çalışma alanları içerisinde yer alan cevherleşme zonlarında da gözlenmesi cevherleşmelerin oluşumunda skarn-tipi etkileşimlerin varlığına işaret olarak gösterilebilir. Ayrıca Rb-Zr, Nb/Y ve Rb - (Nb+Y) diyagramlarına göre Eybek plütonunun Pb-Zn skarnları üretebilecek özellikte bir granitoid olabileceği de belirlenmiştir.

Pb izotop verileri ile ‰ 0'a yakın  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri cevherleşmenin magmatik süreçlerle ilgili olabileceği savını güçlendirmektedir. Ancak çalışma alanında da izlenen Triyas yaşlı metamorfitle içinde Balkanlar ve Orta Avrupa'da MVT ve SEDEX tipi Pb-Zn yatakların bulunmuş olması bu cevherleşmelerin ilksel kökenlerinin belirlenmesi açısından cevherleşme bölgeleri dışındaki alanlardan alınacak örnekler üzerinde daha ayrıntılı çalışmalar yapılması gereksinimini ortaya çıkarmaktadır.

Handeresi bölgesinde yapılan 3B yeraltı modellemesi sonucunda bölgede yoğun olarak iki adet cevher zonu belirlenmiştir. Bunlardan biri şu anda aktif olarak işletilen cevher zonunu temsil etmekte iken diğeri ise daha önceden bilinmeyen yeni bir cevher zonuna işaret etmektedir.

**Haziran 2010, 234 sayfa**

**Anahtar Kelimeler:** Çanakkale, Kalkım, Handeresi, Bağırkaç, Fırıncıkdere, Cu, Pb, Zn, skarn

## ABSTRACT

Ph.D. Thesis

Cu-Pb-Zn OCCURENCES OF THE YENİCE (ÇANAKKALE) AREA

Sinan AKISKA

Ankara University  
Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. İ.Sönmez SAYILI

Metamorphic rocks consisting of mainly Permo-Triassic various schists and metasandstones and marble lenses crop out around Handeresi, Bağırkaç and Fırıncıkdere active adits at Kalkım area of Yenice-Çanakkale. This thesis includes mineralogy and petrography, geochemistry, mineral chemistry and isotope investigations of Pb-Zn-(Cu-Ag) ore veins formed at fault zones in metamorphics and also plutonic and volcanic rocks.

According to mineralogical studies, zoning in grossular-andradite type of garnets, hedenbergitic-johannsenitic-diopsitic pyroxenes, epidotes in compositions of clinozoisite and pistacite and some tremolite and actinolites as gangue minerals are determined in ore zones. Main ore minerals are galenite, sphalerite and chalcopryrite, pyrite, hematite, ilmenite, magnetite and arsenopyrites.

Garnets and pyroxenes of above mentioned compositions are typical assemblages in Pb-Zn skarns. The presence of these gangue minerals could strongly point out skarn type of effects on the formation of mineralizations. Furthermore, Rb-Zr, Nb-Y ve Rb-(Nb+Y) diagrams of Eybek granitoids display some characteristics of Pb-Zn productive granitoids.

Pb isotope data and  $\delta^{34}\text{S}$  ratio close to 0 ‰ indicate the formation of ores by magmatic processes. However, Triassic metamorphics which are observed also in the study area, include MVT and SEDEX type Pb-Zn ore deposits in Balkan and Middle Europa region bring the necessity for the detailed studies on some other samples to understand the genesis of ore mineralizations.

Two high grade ore zones are determined in Handeresi adits due to 3D subsurface modelling studies. One of them represents an today's exploiting ore zone, the other area point out an ore zone which is not known until now.

**June 2010, 234 pages**

**Key Word:** Çanakkale, Kalkım, Handeresi, Bağırkaç, Fırıncıkdere, Cu, Pb, Zn, skarn

## TEŞEKKÜR

Tez çalışmalarım sırasında ve tezin her aşamasında büyük katkıları olan, kaynaklarını, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, değerli eleştiri ve fikirleri ile beni öğrencilik yıllarımdan beri yönlendiren, bana her zaman destek olan ve akademik gelişimimde de büyük katkıları olan Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı öğretim üyelerinden danışman hocam Sayın Doç. Dr. İ.Sönmez SAYILI'ya ve hocam Sayın Prof. Dr. Taner ÜNLÜ'ye içten ve sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Gerek arazi çalışmaları gerekse de laboratuvar çalışmalarında sürekli birlikte çalıştığım ve bu tezin ortaya çıkmasında çok büyük katkıları olan sevgili arkadaşım Araş. Gör. Gökhan DEMİRELA'ya,

Arazi çalışmalarım sırasında değerli fikir ve görüşlerini benimle paylaşan Sayın Prof. Dr. İlkay KUŞCU'ya,

Arazi çalışmalarım esnasında şirket imkanlarından yararlanmamı sağlayan OREKS Madencilik genel müdürü Jeomorfoloğ Atıf ORAL'a, şirket çalışanlarından Jeoloji Mühendisi Hüseyin KAMBER'e ve Maden Mühendisi Yüksel MADEN'e,

Cevher mikroskopisi çalışmalarım da yardımlarını esirgemeyen Dr. Ahmet ÇAĞATAY'a ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Banu GÜLTEKİN'e,

Raman Spektroskopi çalışmalarım sırasında her türlü laboratuvar imkanından yararlanmamı sağlayan hocam Sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU'na,

Mikroprob çalışmaları sırasında sağlamış oldukları imkanlar ve cevherleşmeler hakkındaki görüş ve önerilerini benimle paylaşan Prof. Dr. Jean S. CLINE, Dr. Haroldo LLEDO ve Dr. Sean MULCAHY'e,

XRD verilerinin yorumlanmasında katkı ve yardımlarından dolayı hocam Sayın Yrd.Doç.Dr. Zehra KARAKAŞ'a,

Tezin her aşamasında benden yardımlarını esirgemeyen Araş. Gör. Elif GÜNEN, Dr. Azad Sağlam SELÇUK, Dr. Levent SELÇUK ve Araş.Gör. Bahattin GÜLLÜ'ye,

En önemlisi sonsuz sabırları, güvenleri, maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan beni her zaman her konuda destekleyen aileme teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Sinan AKISKA

Ankara, Haziran 2010

## İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	xviii
1. GİRİŞ .....	1
1.1 Tezin Amacı.....	1
1.2 Çalışma Alanının Tanıtımı.....	1
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	4
2.1 Saha Çalışmaları .....	4
2.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	4
2.2.1 Polarizan Mikroskopi çalışmaları .....	5
2.2.2 Cevher mikroskobisi çalışmaları .....	5
2.2.3 Jeokimya çalışmaları .....	5
2.2.4 Mineral kimyası.....	6
2.2.5 İzotop çalışmaları.....	7
2.3 Büro Çalışmaları .....	8
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR .....	10
4. BÖLGESEL JEOLojİ.....	21
5. ÇALIŞMA ALANLARININ GENEL JEOLojİSİ ve PETROGRAFİSİ .....	26
5.1 Bağırkaç Granitoyidi'nin Genel Jeolojisi .....	30
5.2 Bağırkaç Granitoyidi'nin Petrografik İncelemesi .....	31
5.3 Handeresi Bölgesi'nin Genel Jeolojisi.....	33
5.4 Bağırkaç Bölgesi'nin Genel Jeolojisi .....	35
5.5 Fırincık Dere Bölgesi'nin Genel Jeolojisi.....	35
5.6 Handeresi, Bağırkaç ve Fırincık dere Bölgeleri'nin Petrografik İncelemeleri .	37
5.6.1 Şistler.....	37
5.6.2 Metakumtaşları .....	42
5.6.3 Kuvarsitler .....	44
5.6.4 Mermerler .....	45
5.6.5 Cevherli kayaçlar .....	46
5.7 Eybek Plütönu'nun Genel Jeolojisi .....	55
5.8 Eybek Plütönu'nun Petrografik İncelemesi .....	58
5.9 Kalkım Volkanitleri'nin Genel Jeolojisi .....	64
5.10 Kalkım Volkanitleri'nin Petrografik İncelemesi .....	65
6. CEVHER MİKROSKOBİSİ.....	70
7. MİNERAL KİMYASI .....	77
7.1 Raman Spektroskopisi Çalışmaları.....	77
7.2 SEM-EDS Çalışmaları.....	89
7.3 Elektron Mikroprob (EPMA) Çalışmaları .....	94
7.3.1 Galenit.....	95
7.3.2 Sfalerit .....	98
7.3.3 Pirit.....	101
7.3.4 Granat .....	104
7.3.5 Piroksen.....	106

<b>8. JEOKİMYA</b> .....	107
<b>8.1 Cevher-Yan Kayaçların Jeokimya İncelemeleri</b> .....	108
8.1.1 Cevherli kayaçların ana element analizleri .....	108
8.1.2 Yan kayaçların ana element analizleri.....	111
8.1.3 Cevherli kayaçların eser element analizleri.....	112
8.1.4 Yan kayaçların eser element analizleri .....	116
8.1.5 Nadir toprak element analizleri.....	119
<b>8.2 Eybek Plütunu Jeokimya İncelemeleri</b> .....	119
8.2.1 Ana element analizleri .....	120
8.2.2 Eser element ve nadir toprak element analizleri.....	123
<b>8.3 Skarn Yatakları ile İlişkili Magmatik Kayaçların Bileşimsel Değişimleri</b> .....	126
<b>8.4 Kalkım Volkanitleri Jeokimya İncelemeleri</b> .....	138
8.4.1 Giriş .....	138
8.4.2 Ana element analizleri .....	138
8.4.3 Eser element ve nadir toprak element analizleri.....	139
<b>9. İZOTOP ÇALIŞMALARI</b> .....	143
<b>9.1 Pb İzotop Çalışmaları</b> .....	143
9.1.1 Maden yataklarında Pb izotopları.....	143
9.1.2 Homojen ve heterojen Pb kaynakları.....	144
9.1.3 Çalışma alanındaki Pb izotop bileşimleri .....	145
9.1.4 Tartışma ve sonuçlar .....	148
<b>9.2 Kükürt İzotop Çalışmaları</b> .....	151
9.2.1 Hidrotermal yatakların kükürt izotop bileşimleri.....	151
9.2.2 Çalışma alanındaki kükürt izotop bileşimleri .....	153
9.2.3 Kükürt izotop jeotermometre çalışmaları .....	155
9.2.4 Tartışma ve sonuçlar .....	156
<b>10. CEVHERLEŞMELERİN 3 BOYUTLU (3B) YER ALTI MODELLEMESİ</b> .	160
10.1 3B Yer Altı Modellemesine Giriş.....	160
10.2 Yer Altı Tanımlama İşlemi.....	160
10.3 3D GIS Uygulaması .....	161
10.4 3B Modellemede Sınırlamalar ve Problemler .....	161
10.5 3D GIS Yazılımlarına Genel Bakış.....	162
10.6 RockWorks Yazılımının Temel Özellikleri.....	163
10.7 RockWorks İçerisindeki İnterpolasyon Algoritmalarının Kullanılabilirliği	164
10.8 Handeresi Bölgesi Cevherleşmelerinin 3B Yer Altı Modellemesi .....	166
<b>11. TARTIŞMA ve YORUMLAR</b> .....	180
<b>12. SONUÇLAR</b> .....	189
<b>KAYNAKLAR</b> .....	192
<b>EKLER</b> .....	213
<b>EK 1 Handeresi Yol Üstü (HDYU) ve Dere Kenarı (HDK) galerisi jeoloji haritaları</b> .....	214
<b>EK 2 Bakır Baca ve Yarma Galerisi jeoloji haritaları</b> .....	215
<b>EK 3 Bağırkaç (Desandre) Galerisi jeoloji haritası</b> .....	216
<b>EK 4 Menderes Galerisi jeoloji haritası</b> .....	217
<b>EK 5 Alibey (Elmaağaç) Galerisi jeoloji haritası</b> .....	218
<b>EK 6 Fırıncık dere Galerisi jeoloji haritası</b> .....	219
<b>EK 7 ICP-MS ve ICP-ES Analizlerinin Dedeksiyon Limitleri</b> .....	220
<b>EK 8 Cevherli kayaçların ana oksit değerleri</b> .....	221

<b>EK 9 Metamorfik kayaçların ana oksit değerleri .....</b>	<b>222</b>
<b>EK 10 Cevherli kayaçların eser element değerleri.....</b>	<b>223</b>
<b>EK 11 Metamorfik kayaçların eser element değerleri.....</b>	<b>226</b>
<b>EK 12 Cevherli kayaçların nadir toprak element değerleri.....</b>	<b>228</b>
<b>EK 13 Metamorfik kayaçların nadir toprak element değerleri.....</b>	<b>229</b>
<b>EK 14 Eybek plütonuna ait jeokimyasal analiz sonuçları.....</b>	<b>230</b>
<b>EK 15 Eybek plütonuna ait jeokimyasal analiz sonuçları (Genç ve Altunkaynak 2007'den alınmıştır).....</b>	<b>231</b>
<b>EK 16 Kalkım volkanitlerine ait jeokimyasal analiz sonuçları .....</b>	<b>232</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>233</b>



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası .....	2
Şekil 1.2 Çalışma alanlarındaki bazı tepeler ve akaçlama sistemleri.....	3
Şekil 4.1 Marmara bölgesi ve çevresinin jeotektonik haritası. Beyaz bırakılmış bölgeler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi-nokta ile gösterilen hat ise Paleo-Tetis kenedinin muhtemel konumunu göstermektedir (Okay vd. 1990).....	21
Şekil 4.2 Çalışma alanları jeoloji haritası (Okay vd. 1996, Yaltrak ve Okay 2004, Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır).....	25
Şekil 5.1 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Tufan 1993'den değiştirilerek alınmıştır) .....	29
Şekil 5.2 Zayıf foliyasyon gösteren Bağırkaç granitoyidi .....	30
Şekil 5.3 Bağırkaç granitoyidi el örnekleri .....	31
Şekil 5.4 Granitoyid içinde kuvars, ortoklaz, muskovit, kloritleşmiş biyotit ve kırılıp, ikiz lamellerinde oynamalar görülen plajiyoklaz taneleri (Örnek No : BG_GR01A).(Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Mu : muskovit, Bi : biyotit, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	32
Şekil 5.5 Yoğun kloritleşme gösteren biyotitler ve kare şekilli opak mineral tanesi (Örnek No : BG_GR01A). (Bi : biyotit, Op : opak mineral (pirit)). (çift nikol).....	32
Şekil 5.6 Kuvars, ortoklaz, muskovit ve ince taneli opak mineraller (Örnek No : BG_GR01A). (Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Mu : muskovit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	33
Şekil 5.7 Handeresi bölgesinin jeoloji haritası (Yücelay 1976). (Galeriler ayrıca eklenmiştir).....	34
Şekil 5.8 Bağırkaç-Fırıncık bölgelerinin jeoloji haritası (Çetinkaya vd. 1983a) (Galeriler ayrıca eklenmiştir) .....	36
Şekil 5.9 Handeresi Yol Üstü galerisinde görülen epidot-serizit grafit şistler. (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü).....	37
Şekil 5.10 Bağırkaç galerisinde görülen kalk şistler ve içerisindeki cevherli zon (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü).....	38

Şekil 5.11 Grafit-serizit toplulukları ve kuvars ardalanmaları. Grafit ve ilksel opak mineraller şistoziteye paralel dizilmiştir (Örnek No : MEN10). (Grf : grafit, Se : serizit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	38
Şekil 5.12 Epidot-serizit-grafit şist içerisinde göz şeklinde görülen iri kuvars taneleri (Örnek No : BB5). (Grf : grafit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol) ...	39
Şekil 5.13.a. Damar şeklinde görülen genç evre kuvars, karbonat ve epidot taneleri (çift nikol) (Örnek No : FD19), b. Damar şeklinde görülen cevher ve epidot mineralleri (çift nikol) (Örnek No : HDYU92). (Ku : kuvars, Ep : epidot, Ka : karbonat, Ce : cevher mineralleri) .....	39
Şekil 5.14 Epidot-grafit-şist içerisinde kuvarslarla birlikte görülen ilksel epidotlar (Örnek No : MEN12). (Ku : kuvars, Ep : epidot). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	40
Şekil 5.15 İçerisinde opak mineraller ve epidot taneleri bulunan ve şistoziteye paralel ve şistoziteyi kesen damarlar (Örnek No : FD7). (Ep : epidot, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	40
Şekil 5.16 Grafit-serizit ve kuvars zonlarının görüldüğü şistozite düzlemi (Örnek No : MEN2). (Grf : grafit, Se : serizit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol) .	41
Şekil 5.17 Kalk şist içerisinde şistoziteye paralel dizilmiş opak mineraller (Örnek No : BG61). (Ku : kuvars, Ka : kalsit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	42
Şekil 5.18 Yarma galerisinde görülen sarımsı-kahverengi renkli metakumtaşları (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü) .....	42
Şekil 5.19 İçerisinde serizitlerin bulunduğu ince taneli bağlayıcıya sahip, grafit içeren tipik metakumtaşı (Örnek No : YG3). (Grf : grafit, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	43
Şekil 5.20.a. Karbonatlaşmış metakumtaşı içerisinde saçılım şeklinde görülen opak mineraller (çift nikol) (Örnek No : YG4), b. Metakumtaşı içerisinde damar şeklinde görülen opak mineraller (tek nikol) (Örnek No : YG5). (Op : opak mineraller, Ep : epidot).....	43
Şekil 5.21 İnce taneli bağlayıcıya sahip metakumtaşı (çift nikol) (Örnek No : YG5). (Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz) .....	44
Şekil 5.22 Kuvarsit içerisinde görülen iri taneli kuvars ve kalsitler (Örnek No : YG2). (Ku : kuvars, Ka : kalsit). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	44
Şekil 5.23 Handeresi Yol Üstü galerisinde görülen mercek şekilli karbonat bantları (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü).....	45

Şekil 5.24 Mozaik doku gösteren mermer (Örnek No : HDYU81). (Ka : kalsit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	45
Şekil 5.25 Alibey galerisinde görülen şistozite düzlemlerine uyumlu cevherli kayaçlar. (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü).....	46
Şekil 5.26.a. Cevherli kayaçlarda görülen ince-orta taneli izotrop granatlar (çift nikol) (Örnek No : HDYU98), b. Cevherli kayaçlarda görülen ince-orta taneli anizotrop granatlar (çift nikol) (Örnek No : HDYU99). (Gr : granat, Ka : kalsit, Jo : johansenit).....	47
Şekil 5.27 Cevherli kayaçlarda görülen damar şeklinde dizilmiş zonlu granatlar (Örnek No : HDYU87). (Gr : granat). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	47
Şekil 5.28 İçerisinde anizotrop granat kapanımı görülen iri taneli izotrop granat (Örnek No : BG66) (Gr : granat). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	48
Şekil 5.29 Yeşil renkli, yüksek optik engebeye sahip ince taneli granatlar (Örnek No : HDK90) (Gr : granat, Sf : sfalerit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	48
Şekil 5.30 Handeresi Yol Üstü galerisinde görülen iri taneli johansenitler.....	49
Şekil 5.31 Johansenit mineralinin XRD analiz sonucu.....	49
Şekil 5.32 İri taneli johansenitler (Örnek No : HDYU82) (Jo : Johansenit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	50
Şekil 5.33 Yıldız şekilli, orta taneli, karbonatlaşmış johansenitler (Örnek No : HDYU93) (çift nikol). (Jo : johansenit, Ce : cevher minerali).....	50
Şekil 5.34 Çift yönde dilinim gösteren yarı özşekilli diyopsit türü piroksen mineralleri (Örnek No : FD16) (Diy : diyopsit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	51
Şekil 5.35 Cevherli kayaçlarda görülen epidot ve cevher mineral birliktelikleri (Örnek No : BG70) (Ep : epidot, Ce : cevher minerali). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	51
Şekil 5.36 Yeşil renkli, yüksek girişim rengine sahip pistazit türü epidot mineralleri (Örnek No : BG60) (Ep : epidot). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	52
Şekil 5.37 Bal renkli yarı opak sfalerit ve içerisinde galen kapanımları (Örnek No : AB69) (Sf : sfalerit, Ga : galen). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	52
Şekil 5.38 Zonlu sfalerit taneleri (Örnek No : BG76) (Sf : sfalerit, Ka : kalsit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	53

Şekil 5.39 İri taneli kuvars, karbonat, granat, cevher taneleri ve bunları kesen genç evre karbonat damarcıkları (Örnek No : HDYU93) (Ku : kuvars, Ka : karbonat, Jo : johansenit, Ga : galen, Sf : sfalerit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	53
Şekil 5.40 Yelpaze şekilli lifimsi karbonatlar (Örnek No : HDYU93) (çift nikol). (Ka : karbonat).....	54
Şekil 5.41 Saçılım halinde görülen opak mineraller, kloritler, kuvarslar ve epidotlar (Örnek No : FD11) (Op : opak mineraller (pirit), Se : serizit, Ku : kuvars, Kl : klorit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	54
Şekil 5.42.a. Şistoziteye paralel dizilmiş kuvars ve karbonat damarcıkları (çift nikol) (Örnek No : FD20), b. Birbirlerini kesen kuvars ve karbonat damarcıkları (çift nikol) (Örnek No : MEN8). (Ku : kuvars, Ka : karbonat) .....	55
Şekil 5.43 Eybek Plütönu ve yakın çevresinin jeolojisi (Arslaner 1965, Bingöl vd. 1973, Okay vd 1991, Okay ve Satır 2000'den derleyip değiştiren Genç ve Altunkaynak 2007'den aynen alınmıştır) (Fırıncık bölgesinde bulunan galeri haritaya eklenmiştir).....	55
Şekil 5.44 İ18-d2 paftasının jeolojisi (Yıldız şeklinde görülen noktalar Eybek plütönünden alınan örneklerin yerlerini göstermektedir. Lejand için bkz. Şekil 4.2). (Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır) .....	56
Şekil 5.45 Eybek plütönünde yer alan yoğun arenalaşmış kuvars monzodiyorit mostrası a : Arazi görünümü (Lok:35/514828D-4395857K), b : El örneği görünümü (Lok:35/514420D-4394417K) .....	57
Şekil 5.46 Kalkım-Edremit yolu üzerindeki yol yarmasında görülen granodiyoritler ve bunları kesen genç damarlar (Lok:35/515009D-4396142K) (a, b) .....	57
Şekil 5.47 Bloklı şekilde görülen yoğun arenalaşmış granitoyid (Lok:35/513142D-4392365K) (a, b) .....	57
Şekil 5.48 Granitoyid içerisinde görülen mafik anklavlar (Lok:35/513057D-4392341K) (a, b) .....	58
Şekil 5.49 Plajiyoklazlar ile ortoklazların sınırında gelişen mirmekitik doku (Örnek No : EYGR2) (çift nikol) (Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz, Or : ortoklaz, Bi : biyotit) .....	59
Şekil 5.50 Hornblend, biyotit ve opak mineral birlikteliği ile plajiyoklazlar içerisinde görülen biyotit, hornblend ve opak mineral kapanımları (Örnek No : EYGR7) (çift nikol görüntüsü, mikroskop tablasının saat yönünde 90° çevrilmesiyle oluşturulmuştur). (Hb : hornblend, Bi : biyotit, Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz, Kap : kapanım, Op : opak mineral). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	59

Şekil 5.51	Biyotit, hornblend, piroksen ve opak mineral birliktelikleri, uralitleşme gösteren piroksenler ve biyotitlerde görülen kloritleşmeler (Örnek No : EYGR12) (Bi : biyotit, Pir : piroksen, Hb : hornblend, Ku : kuvars, Op : opak mineral, Kl : kloritleşmeler). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	60
Şekil 5.52	Piroksen mineralinde görülen uralitleşmeler (Örnek No : EYGR7) (Bi : biyotit, Hb : hornblend, Pir : piroksen, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	60
Şekil 5.53	Ana kayaç içerisinde görülen ince taneli mafik anklav (Örnek No : EYGR11) (Hb : hornblend, Bi : biyotit, Sfe : sfen, Op : opak mineral, Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	61
Şekil 5.54	Biyotit granit içerisinde yoğun killeşme ve serizitleşme gösteren plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL18) (Bi : biyotit, Or : ortoklaz, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	62
Şekil 5.55	Granodiyorit içerisinde görülen yarı özşekilli sfen tanesi (Örnek No : EYGR1) (Or : ortoklaz, Bi : biyotit, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz, Sfe : sfen). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	62
Şekil 5.56	Biyotit içerisinde görülen zirkon kapanımı (Örnek No : EYGR1) (çift nikol). (Bi : biyotit, Zr : zirkon, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz).....	63
Şekil 5.57	Granofirler içerisinde ortoklazlar ile kuvarslar arasında gelişen yoğun grafik dokularının çift nikol görüntüleri (Örnek No : EYGR6) (Ku : kuvars, Or : ortoklaz) .....	64
Şekil 5.58	Kalabakbaşı civarının jeoloji haritası (Yıldız şeklinde görülen noktalar Kalkım volkanitlerinden alınan örneklerin yerlerini göstermektedir. Lejand için bkz. Şekil 4.2). (Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır) .....	65
Şekil 5.59	Porfirik doku gösteren Kalkım volkanitlerine ait altere andezitler (Bakış yönü: GD'dan KB'ya doğru) (Lok:35/523946D-4400116K) .....	65
Şekil 5.60	Zonlu ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz ve kıvrımlanmış biyotit taneleri (Örnek No : KAL02) (çift nikol). (Plj : plajiyoklaz, Ku : kuvars, Bi : biyotit).....	66
Şekil 5.61	Opaklaşmış hornblend ve epidotlaşmış plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL02) (Plj : plajiyoklaz, Hb : hornblend, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	67
Şekil 5.62	Zonlu plajiyoklaz, basit ikizlenme gösteren ortoklaz, opaklaşmış biyotit ve anklav parçası (Örnek No : KAL05) (Bi : biyotit, Plj : plajiyoklaz, Or : ortoklaz, Ku : kuvars, Ank : anklav). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	67

Şekil 5.63 Taze piroksen ve opaklaşmış hornblend (Örnek No : KAL16) (Pir : piroksen, Hb : hornblend). (a : tek nikol, b : çift nikol) .....	68
Şekil 5.64 Hem taze hem de kenar kısmında kuşak şeklinde hamur malzemesi bulunan plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL07) (çift nikol). (Plj : plajiyoklaz) .....	68
Şekil 5.65 Karbonatlaşmış plajiyoklaz taneleri ve kenarları opaklaşmış biyotit tanesi (Örnek No : KAL06) (Plj : plajiyoklaz, Bi : biyotit). (a : tek nikol, b : çift nikol).....	69
Şekil 6.1 Karbonat matrisi içerisinde görülen pirit kristali (Örnek No : BG61).....	70
Şekil 6.2.a. Çatlağında çubuksu hematit bulunan, kalkopirit kapanımı ve ayrışmaları içeren sfalerit (Örnek No : BG68), b. Galenit içerisinde ayrışmalı sfalerit (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galen, Kp : kalkopirit, He : hematit)..	71
Şekil 6.3.a. İçerisinde granat kapanımı bulunan, zonlu şekilde kalkopirit ayrışmaları içeren sfalerit (Örnek No : BG66), b. Sfalerit içerisinde arsenopirit kapanımı (Örnek No : FD16) (Sf : sfalerit, Kp : kalkopirit, Gr : granat, Asp : arsenopirit).....	72
Şekil 6.4 İçerisinde sfalerit kapanımı bulunan ve iri taneli bir sfaleriti kesen galenit (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit).....	72
Şekil 6.5.a. Galeniti ornatmış kalkopiritler (Örnek No : BG68), b. Hem sfalerit içinde ayrışım şeklinde, hem de galenitin çatlak dolgusu şeklinde kalkopirit jenerasyonları (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit, Kp : kalkopirit) .....	73
Şekil 6.6.a. Gang minerallerinin ve sfaleritlerin çatlağında görülen ışınal hematitler (Örnek No : BG71), b. Sfaleritin çatlaklarındaki ışınal hematitler (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit, He : hematit) .....	74
Şekil 6.7 İçerisinde ve etrafında granat taneleri bulunan sfalerit (Örnek No : FD11) (Sf : sfalerit, Gr : granat) .....	75
Şekil 6.8.a. Viyolarit, Linneyit ve Millerit (Örnek No : HDK95), b. Kenarından manyetite dönüşmüş kromit tanesi (Örnek No : HDK95) (Vi : viyolarit, Li : linneyit, Mi : millerit, Kr : kromit, Ma : manyetit).....	75
Şekil 6.9 Cevherleşmeyle ilişkili minerallerin parajenezi.....	76
Şekil 7.1 Andradit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BAG07-3a)	78
Şekil 7.2 Grossular mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG66).....	79
Şekil 7.3 Epidot mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG72) .....	80

Şekil 7.4 Pistazit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG87) .....	81
Şekil 7.5 Klinozoisit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD11).....	82
Şekil 7.6 Diyopsit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BAG07-2) ..	83
Şekil 7.7 Sfalerit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD6).....	85
Şekil 7.8 Pirit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG60) .....	86
Şekil 7.9 Kalkopirit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD3) .....	87
Şekil 7.10 Manyetit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG60).....	88
Şekil 7.11 İlmenit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG87).....	89
Şekil 7.12 BAG07-3a ince kesitindeki zonlu granatların element dağılım haritası.....	90
Şekil 7.13 İçerisinde granat kapanımı bulunan granat tanesi.....	91
Şekil 7.14 Granat taneleri üzerinde atılan profil hattı .....	91
Şekil 7.15 BB2 ince kesitinde görülen granat tanesinin element haritası .....	92
Şekil 7.16 Granat tanesi boyunca atılan profil hattı.....	92
Şekil 7.17 İçerisinde kalsit kapanımı bulunan granat tanesinin element haritası .....	93
Şekil 7.18 Kalsit kapanımı üzerinde yapılan nokta analizi .....	93
Şekil 7.19 İçerisinde kalsit kapanımı bulunan granat tanesi boyunca atılan profil hattı.	94
Şekil 7.20 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 örneğinde mikroprob çalışması yapılan galenitin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Ga : galenit).....	97
Şekil 7.21 Fırıncık dere galerisinden alınan FD6 örneğinde mikroprob çalışması yapılan sfaleritin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Ga : galenit).....	98
Şekil 7.22 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 örneğinde mikroprob çalışması yapılan sfaleritin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Pi : pirit) .....	100
Şekil 7.23 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG64 örneğinde mikroprob çalışması yapılan piritin BSE görüntüsü (Ga : galenit, Sf : sfalerit, Pi : pirit).....	102
Şekil 7.24 BG64 ince kesitindeki zonlu granatların element dağılım haritası.....	105

Şekil 8.1 Eybek plütönu örneklerinin (a) SiO <sub>2</sub> - K <sub>2</sub> O plütönik kayaç sınıflama diyagramında (Middlemost 1994). (b) Q-A-P diyagramında (Streckeisen 1967) dağılımları .....	121
Şekil 8.2 Eybek plütönu örneklerinin (a) Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O'ya karşı SiO <sub>2</sub> diyagramında (Cox vd. 1979), (b) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) dağılımları.....	121
Şekil 8.3 Eybek plütönu örneklerinin K <sub>2</sub> O'ya karşı SiO <sub>2</sub> diyagramında (Pecerillo ve Taylor 1976) dağılımları.....	122
Şekil 8.4 Analizi yapılan örneklerin (a) A/CNK-A/NK diyagramında (Shand 1943) ve (b) A-B diyagramında (Debon ve Le Fort 1983) sınıflandırılması (I-II-III nolu alanlar peralümina, IV-V-VI nolu alanlar metalümina alanlar) .....	123
Şekil 8.5 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır) .....	124
Şekil 8.6 Analiz edilen örneklerin tektonik ortam diyagramlarında sınıflandırılması (Pearce vd. 1984'e göre).....	125
Şekil 8.7 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır).....	126
Şekil 8.8 Harker değişim diyagramları (a : SiO <sub>2</sub> -MgO diyagramı, b : SiO <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> O diyagramı). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütönünün bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	130
Şekil 8.9 TAS ve AFM diyagramları (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütönünün bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	131
Şekil 8.10 Al doygunluk diyagramı (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütönünün bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	132
Şekil 8.11 Skarn yatakları ile ilişkili plütönlarin Sc-Rb diyagramı (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütönünün bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	133
Şekil 8.12 Biga Yarımadası (KB Anadolu) metalojeni haritasındaki Eybek plütönu çevresindeki cevherleşmeler (Engin vd. 2005'den alınmıştır).....	133



Şekil 8.13 Skarn yatakları ile ilişkili plütonların iz element içerikleri (a : Zr-Rb/Sr diyagramı, b : Zr-Ba diyagramı). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	135
Şekil 8.14 Eser element tektonik ortam ayırtlama diyagramları üzerinde skarn türlerine göre plütonların ortalamaları (a : Nb-Y diyagramı, b : Rb-Y+Nb diyagramı).(Meinert 1995'den çizdirilmiştir). (WPG : Kıta içi granitoidler, VAG : Volkanik yay granitoidleri, syn-COLG : Çarpışmayla eş yaşlı granitoidler, ORG : Okyanus ortası sırtı granitoidleri). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir).....	137
Şekil 8.15 Kalkım volkanitlerinin (a) SiO <sub>2</sub> 'ye karşı Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O diyagramında (Le Bas vd. 1986) ve (b) Q-A-P diyagramında (Streckeisen 1967) sınıflandırılmaları .....	139
Şekil 8.16 Kalkım volkanitlerinin (a) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) ve (b) K <sub>2</sub> O'ya karşı SiO <sub>2</sub> diyagramında (Pecerrillo ve Taylor 1976) dağılımları.....	139
Şekil 8.17 Ta/Yb'a karşı Th/Yb log-log diyagramı (Pearce 1983) üzerinde volkanik kayaların dizilimi, (Ortalama kıtasal üst kabuk verisi Taylor ve McLennan 1985'den; N-MORB verisi Sun ve McDonough 1989'dan; BKK : Batı Anadolu Kıtasal kabuk değeri Aldanmaz 1998'den alınmıştır)	140
Şekil 8.18 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır) .....	141
Şekil 8.19 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır) .....	142
Şekil 9.1 Geleneksel Pb kovaryasyon torojenik ve uranojenik diyagramlar. Renkli alanlar Arribas ve Tosdal (1994)'ten alınmıştır (CR : Cumming ve Richards (1975), SK : Stacey ve Kramers (1975) ortalama kabuksal büyüme eğrileri) .....	148
Şekil 9.2 Geleneksel Pb kovaryasyon torojenik ve uranojenik diyagramlar. Grup1, Grup2 ve Grup3 alanları Arribas ve Tosdal (1994)'ten alınmıştır. (Sardunya : Ludwig (1989), SK : Stacey ve Kramers (1975) ortalama kabuksal büyüme eğrileri) .....	149
Şekil 9.3 Kükürt izotop analizi yapılan sfalerit (sp), galen (gal) ve kalkopirit (cpy) minerallerinin frekans (sıklık) histogramı .....	154

Şekil 9.4 Hidrotermal yataklar içerisindeki kükürt içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri. Veriler Kerridge vd. (1983), Ohmoto ve Rye (1979), Halbach vd. (1989), Naylor vd. (1989) ve Eldridge vd. (1988) çalışmalarını derleyen Rollinson, 1993'den aynen alınmıştır .....	157
Şekil 10.1 Handeresi bölgesinin 3B topoğrafik yüzey modellemesi ve 2B jeoloji haritası (görüntülerin karışmaması için jeoloji haritasına Z yönünde +400 m.lik bir kaydırma uygulanmıştır).....	167
Şekil 10.2 Handeresi bölgesinde yer alan sondajların 3B görünümü (sondaj noktaları için bkz. Şekil 10.9).....	168
Şekil 10.3 Rockworks programına litolojik verilerin girilmesi .....	169
Şekil 10.4 RockWorks programında uygulanan litoloji-stratigrafi mantığı ( <a href="http://www.rockware.com/">http://www.rockware.com/</a> , 2009) .....	170
Şekil 10.5 Voxel yönteminin şematik gösterimi ( <a href="http://www.rockware.com/">http://www.rockware.com/</a> , 2009) ..	170
Şekil 10.6 Handeresi bölgesinin topoğrafik yüzey modellemesi, sondajlar ve Cevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumu (görüntülerin karışmaması için üst kısımda yer alan modelleme görüntüsüne Z yönünde +400 m.lik bir kaydırma uygulanmıştır). (bakış yönü KB'dan GD'ya doğru).....	171
Şekil 10.7 $\%Pb \geq 7$ , $\%Zn \geq 4$ , $\%Cu \geq 0,3$ ve Cevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumlarının KD-KB-GD-GB yönlerinden görünüşleri .....	173
Şekil 10.8 $\%Pb \geq 7$ , $\%Zn \geq 4$ , $\%Cu \geq 0,3$ ve Cevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumlarının D-B-G-K yönlerinden görünüşleri (lejand için bkz. Şekil 10.7).....	174
Şekil 10.9 Handeresi bölgesinin jeoloji haritası, sondaj noktaları ve alınan kesit hatları (lejand için bkz. Şekil 5.7).....	176
Şekil 10.10 Pb elementinin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (kırmızı çizgi topoğrafyayı simgelemektedir) .....	177
Şekil 10.11 Zn elementinin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (kırmızı çizgi topoğrafyayı simgelemektedir) .....	178
Şekil 11.1 Karbonatlarla ilişkili Pb-Zn yataklarına ait sadeleştirilmiş şematik kesit ( <a href="http://www.selwynresources.com/mexico_overview.cfm">http://www.selwynresources.com/mexico_overview.cfm</a> , 2010) .....	184

## ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 7.1 Fırıncık dere galerisinde görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	95
Çizelge 7.2 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 ve BG64 numaralı örneklerde görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	96
Çizelge 7.3 Handeresi (Dere kenarı) galerisinden alınan HDK90 numaralı örnekte görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	97
Çizelge 7.4 Fırıncık dere galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	98
Çizelge 7.5 Bağırkaç (Desandre) galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	99
Çizelge 7.6 Handeresi (Dere kenarı) galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	100
Çizelge 7.7 Bağırkaç (Desandre) galerisinde görülen pirit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	101
Çizelge 7.8 Handeresi (Dere kenarı) galerisinde görülen pirit mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	102
Çizelge 7.9 Cevher minerallerine ait EPMA analiz sonuçlarının elementsel bazda ortalama değerleri.....	103
Çizelge 7.10 Granat mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	104
Çizelge 7.11 Piroksen mineraline ait EPMA analiz sonuçları.....	106
Çizelge 8.1 Eybek plütonuna ait örneklerin grafiklerde kullanılan simgeleri.....	120
Çizelge 8.2 Skarnlarla ilişkili plütonların sınıflamasında kullanılan değerler (Meinert 1995'den aynen alınmıştır).....	128
Çizelge 9.1 Çalışma alanına ait Pb izotop analiz sonuçları.....	146
Çizelge 9.2 Ortalama aktif kıtasal kurşun için iki aşama model parametreleri (Stacey ve Kramers 1975).....	147
Çizelge 9.3 Ludwig (1989) tarafından kullanılan iki aşama model parametreleri.....	147
Çizelge 9.4 Çalışma alanına ait kükürt izotop analiz sonuçları.....	154

Çizelge 9.5 Sülfid mineralleri ve ilişkili bileşikler için denge izotop ayırılma faktörleri. Veri kaynakları: (1) Ohmoto ve Rye (1979), (2) Ohmoto ve Lasaga (1982), (3) Szaran (1996), (4) Hubberten (1980), (5) Bente ve Nielsen (1982) .....	156
---	-----

## **1. GİRİŞ**

Kuzeybatı Anadolu çok sayıda Pb-Zn cevherleşmelerinin yanı sıra Cu, Mo, W, Au ve Ag cevherleşmelerini de içermektedir. Cevherleşmelerle ilgili araştırma raporu, tez ve makale düzeylerinde pekçok inceleme yapılmıştır. Her çalışma kendi zaman dilimi içinde çağdaş tekniklerle araştırma ve analizler yapmıştır. Ancak her geçen gün daha da ayrıntılı çalışma olanaklarının gelişmesi, araştırmacıları sadece hiç araştırılmamış alanlara/bölgelere değil aynı zamanda da araştırılmış ama yeniden değerlendirilme gereksinimi sunan yerlere doğru yönlendirmektedir. Bu kapsamda Çanakkale-Yenice-Kalkım civarındaki üç ana bölge (Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncık dere) daha önce MTA tarafından araştırılıp, raporlanmış olmasına karşın incelemeye değer bulunmuştur. Bu tez çalışması bu gerekçelerle yapılmıştır.

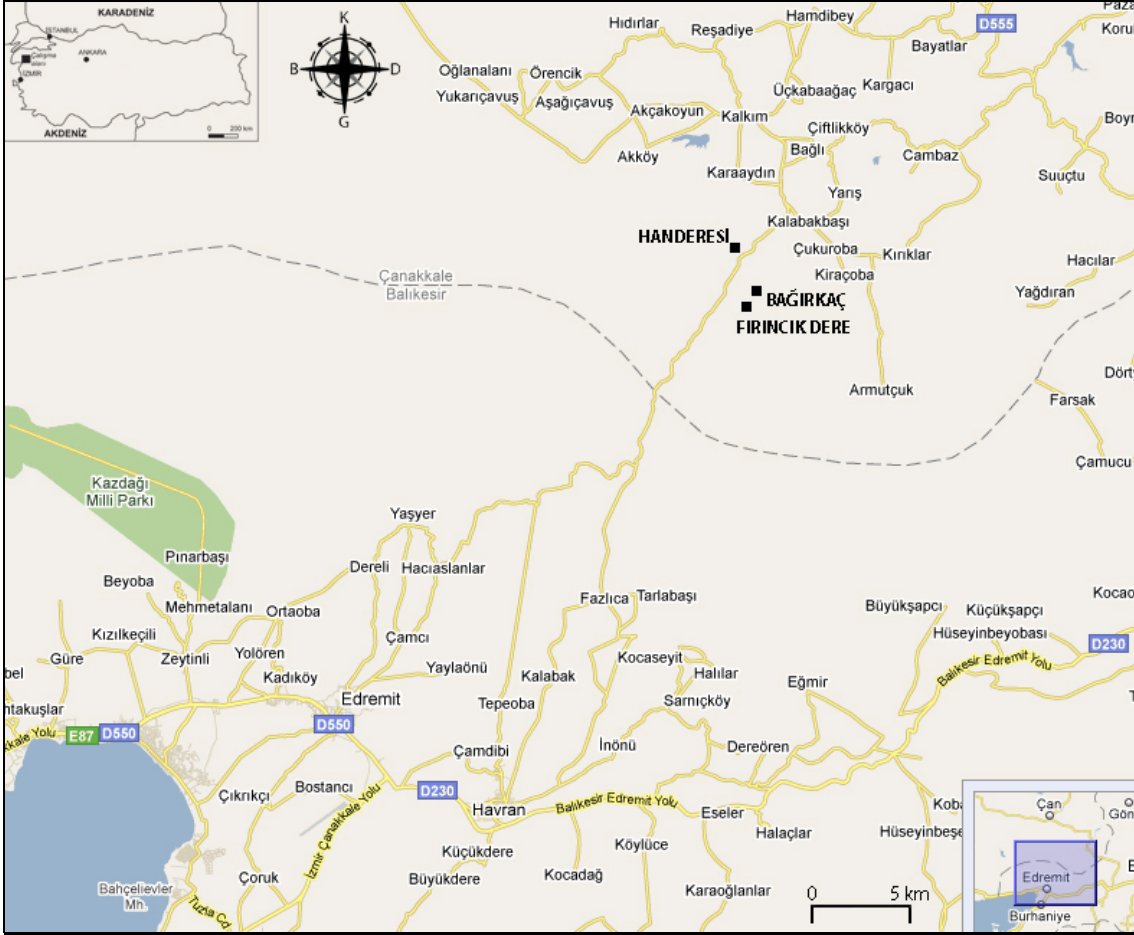
### **1.1 Tezin Amacı**

Tezin amacı, Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nde, Çanakkale ilinin güneydoğusunda, Kazdağ Masifi içinde yer alan, Kalkım beldesi civarında görülen Pb-Zn-Cu yataklarında galerilerin haritalanması, alınacak yankayaç ve cevher örneklerinde mineralojik ve petrografik incelemelerin yapılması ve yankayaç-cevher ilişkilerinin ortaya konulmasıdır. Ayrıca seçilecek örneklerde mineral-kayaç kimyası, cevher mikroskobisi ve izotop jeolojisi çalışmaları yaparak bölgedeki cevher oluşumlarının kökensel yorumlanması da amaçlanmaktadır.

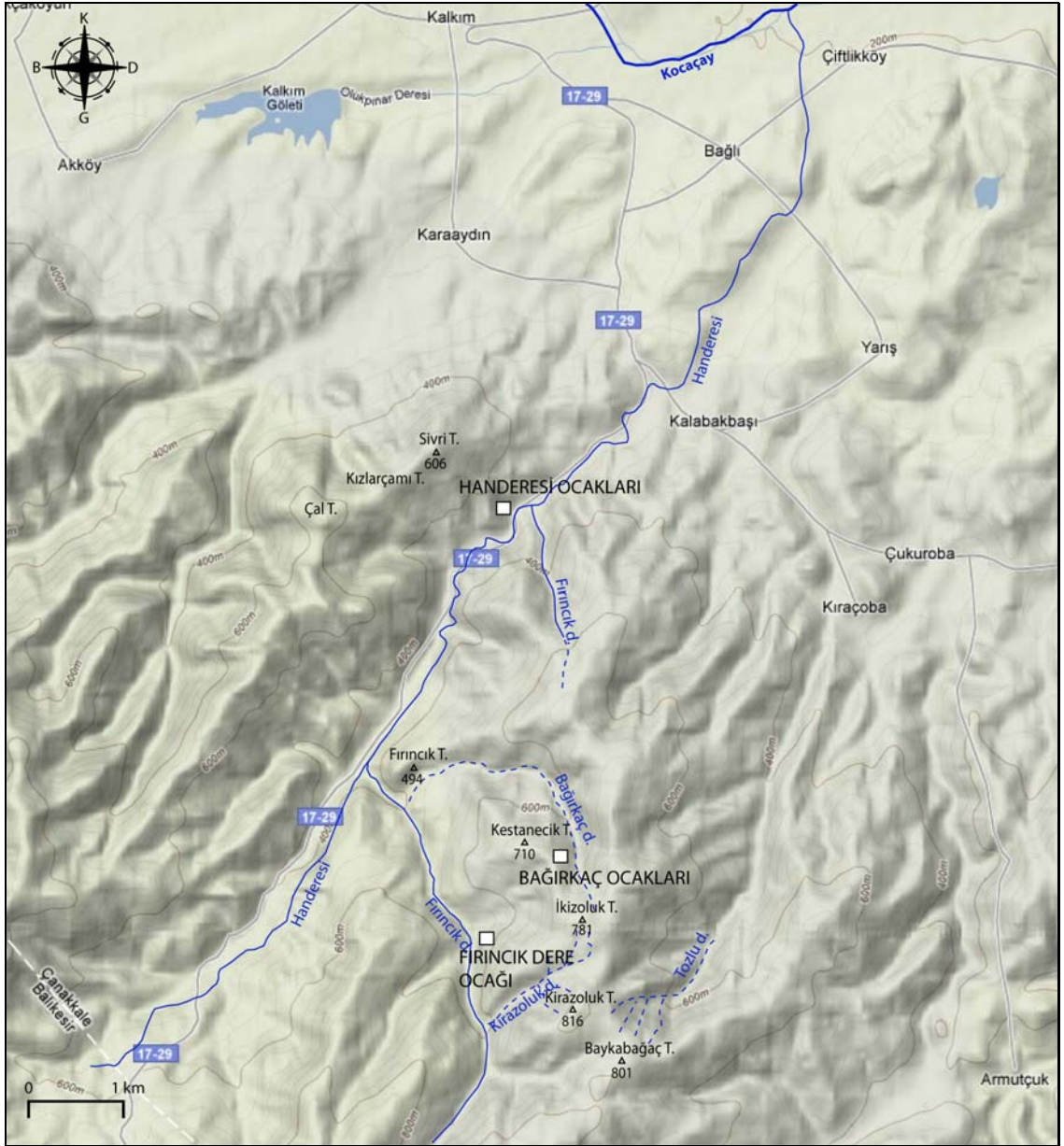
### **1.2 Çalışma Alanının Tanıtımı**

Çalışma alanı, Edremit-Yenice yolu üzerinde, Edremit'e yaklaşık 35 km uzaklığında ve Kalkım beldesi güneyinde bulunur (Şekil 1.1). Çalışma alanları 1/25000 ölçekli İ18-a3, b4, c1 ve d2 paftaları içerisinde yer almaktadır. Ulaşım, Edremit-Yenice karayolundan Kalkım'a kadar gelinerek sağlanır. Galerilere ulaşım ise orman yolları ve ocaklar için açılmış yollardan sağlanır. Sahada başlıca Kalabakbaşı, Armutçuk ve Karaaydın köyleri bulunmaktadır (Şekil 1.1).

Bölgedeki yükseklikler yaklaşık olarak 200-850 metre arasında değişmektedir. İnceleme alanı içerisinde çok sayıda tepe bulunmaktadır. Bunlardan bazıları Sivri Tepe, Kızlarçamı Tepe, Kestanecik Tepe, Çal Tepe, Kirazoluk Tepe, Baykabağaç Tepe, İkizoluk Tepe ve Fırıncık Tepe sayılabilir. Sahada en önemli akaçlama sistemleri ise Bağırkaçdere, Handeresi, Tozlu Dere, Fırıncık Dere ve Kirazoluk Dere'dir (Şekil 1.2).



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası



Şekil 1.2 Çalışma alanlarındaki bazı tepeler ve akaçlama sistemleri

## 2. MATERYAL VE YÖNTEM

Tez çalışması kapsamında, sahada bulunan galerilerin haritalanması, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için örnek alınması ve alınan bu örnekler üzerinde petrografik, cevher mikroskobisi ve diğer laboratuvar çalışmaları yapılması öngörülmüştür. Elde edilen veriler, büroda yapılan çalışmalarla görsel hale getirilmiştir. Bu nedenle, çalışmalar ve uygulanan analiz yöntemleri ve özellikleri aşağıda saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç ayrı bölümde toplanarak sunulmuştur.

### 2.1 Saha Çalışmaları

2006-2008 ilkbahar ve yaz aylarında yapılan arazi çalışmaları ile bölgede bulunan 8 adet galeri haritalanmış, galeri çevrelerine ait 1/1000, 1/2000 ve 1/5000 lik jeoloji haritaları revize edilmiş, galerilerden sistematik olarak 127 adet, çevrede bulunan magmatik, metamorfik ve cevherli kayalardan ise 93 adet örnek alınmıştır. Çalışma alanından alınan örneklerin adlandırılması için seçilen sistematik şöyledir : Handeresi bölgesinde bulunan dört adet galeriden alınan örnekler, **Handeresi Yol Üstü (HDYU)**, **Handeresi Kenarı (HDK)**, **Yarma Galeri (YG)** ve **Bakır Baca (BB)** olarak, Bağırkaç bölgesinde bulunan üç adet galeriden alınan örnekler, **Menderes Galerisi (MEN)**, **Bağırkaç (Desandre) Galerisi (BG)** ve **Alibey Galerisi (AB)** olarak, Fırıncık dere bölgesinde bulunan bir adet galeriden alınan örnekler ise **Fırıncık dere Galerisi (FD)** olarak numaralandırılmıştır. **Bağırkaç Granitoyidi**'nden alınan örnekler (**BG\_GR**), **Eybek Granitoyidi**'nden alınan örnekler (**EYGR**) ve **Kalkım Volkanitleri**'nden alınan örnekler ise (**KAL**) olarak isimlendirilmiştir.

### 2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları; Polarizan Mikroskopi, Cevher Mikroskobisi, Jeokimya, Mineral Kimyası ve İzotop Çalışmaları başlıkları altında aşağıda sunulmuştur.



### **2.2.1 Polarizan Mikroskopi çalışmaları**

İnceleme alanından alınan toplam 220 (127+93) adet örnekten Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (AÜMF) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit ve Parlatma Laboratuvarı'nda ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Maden Analizleri ve Teknoloji (MAT) Dairesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarları Birimi'nde 238 adet ince kesit hazırlanmıştır. Petrografik tanımlamalar yapmak üzere incekesitler Leica marka DM/LSP model polarizan mikroskopta incelenmiştir. Önemli bulunan kesitlerden mineralojik bileşimi ve dokusal özellikleri yansıtmak üzere çok sayıda fotoğraf çekilmiştir. Bunlardan önemli özellikler sunanlar seçilerek teze konulmuştur.

### **2.2.2 Cevher mikroskobisi çalışmaları**

İnceleme alanından alınan cevherli örneklerden 19 tanesi seçilerek Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Maden Analizleri ve Teknoloji (MAT) Dairesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarları Birimi'nde 23 adet parlatma kesiti yapılmıştır. Cevher oluşumunu, parajenezini, gang minerallerini ve cevher-yankayaç ilişkilerini tespit etmek için yapılan bu kesitler Leitz ORTHOLUX model üstten aydınlatmalı cevher mikroskobunda Dr. Ahmet Çağatay tarafından incelenmiştir. Önemli bulunan parlak kesitlerden tipik özellikleri yansıtmaya dikkat edilerek Leica DMLP model üstten aydınlatmalı cevher mikroskobunda fotoğraflar çekilmiş ve önemli özellikler gösterenleri tezde sunulmuştur.

### **2.2.3 Jeokimya çalışmaları**

Çalışma alanından derlenen örnekler üzerinde mineralojik ve petrografik incelemeler yapıldıktan sonra cevherli kayalardan 23 adet, metamorfik kayalardan 18 adet ve magmatik kayalardan 12 adet örnek olmak üzere toplam 53 örnek analiz için seçilmiştir. Örnekler çekiç ile parçalara ayrıldıktan sonra Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarları'nda çeneli kırıcı

ile 0,5 cm'nin altına kırılmıştır. Kırılan tüm örnekler Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülmüştür. 20 gram civarında ağırlıkları olan örnekler naylon torbalara konularak numaralanmış ve Kanada ACME laboratuvarlarına ana, eser ve nadir toprak element analizleri için gönderilmiştir. Bu laboratuvarlarda örnekler ana element bileşimleri için ICP-ES yöntemi ile eser element bileşimleri ise ICP-MS yöntemi kullanılarak (Group 4A + 4B yöntemi) analiz edilmişlerdir. Analiz yöntemi hakkında ayrıntılı bilgi <http://acmelab.com> sitesinden Price Brochure başlığı altında, ICP-MS Ultratrace Packages seçeneği ile görülebilir.

#### **2.2.4 Mineral kimyası**

Mineral kimyası çalışmalarında, araziden alınan örnekler üzerindeki bazı minerallerin, gerek türlerinin belirlenmesi için Raman Spektroskopisi, gerekse de minerallerin kimyasal değişimlerinin tespit edilebilmesi için SEM-EDS (Scanning Electron Microscope - Energy Dispersive Spectroscopy) ve EPMA (Electron Probe Microanalysis) analizleri yapılmıştır.

21 adet ince kesitte bulunan epidot, granat, piroksen ve bazı opak minerallerin türlerini belirlemek için çok sayıda noktadan raman spektroskopisi çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar, Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji ve Petrografi Araştırma Laboratuvarı'nda, yüksek çözünürlüklü, analitik raman konfokal mikroskoplu, "HORIBA Jobin-Yvon marka Labram HR" cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Elde edilen Raman pikleri "*Spectral ID*" isimli programında bulunan standart mineral pikleriyle karşılaştırılmış ve minerallerin türleri belirlenmiştir.

Hacettepe Üniversitesi Elektron Mikroskopu Laboratuvarı'nda analizler Zeiss EVO-50 EP model taramalı elektron mikroskopuna entegre olmuş Bruker-Axs Quantax X-Flash 3001 EDS ile yapılmıştır. İncekesitler parlatma işleminden sonra karbon ile kaplanarak cihaza konulmuş ve görüntülemeler ile nokta ya da profil analizlerinde BSE (Back Scattered Electron) dedektörü kullanılmıştır.

Mineral bileşimleri, University of Las Vegas, Nevada Electron Microanalysis and Imaging Laboratory'de JEOL JXA-8900R marka elektron probe mikro analizör ile tespit edilmiştir. Analizler 20 kv'lik artan voltaj, 10 nA akım ve 5 µm. lik ışın çapında yürütülmüştür. Doğal mineral standartları şu elementler için kullanılmıştır : As (FeAsS), Fe and S (FeS<sub>2</sub>), Zn (ZnS), Hg (HgS), Cu (CuFeS<sub>2</sub>). Saf metaller, Co ve Ni standartları için kullanılmıştır. Co ve Ni dışındaki tüm elementler için ölçüm süresi 30 saniye iken, Co ve Ni için ölçüm süresi 40 saniyedir.

İnce taneli sülfidlerin yarı kantitatif analizleri Oxford Link Pentafet 6587 enerji dispersif X-ray spektrometre donanımlı JEOL JSA-5600 marka taramalı elektron mikroskopunda yürütülmüştür. Analizler, 15 kV, 20 mm çalışma mesafesi ve 40 büyütme ve atmış saniye yakalama süresinde yapılmıştır. Analizler normalize edilmiş ağırlık yüzdeleriyle sunulmuştur.

### **2.2.5 İzotop çalışmaları**

Pb izotop analizleri ALS Laboratory Group (İsveç) Laboratuvarları'nda, S izotop analizleri ise University of Arizona, Environmental Isotope Laboratory'da yapılmıştır. Örneklerin hazırlanma biçimi, ilgili laboratuvarlarla görüşülerek belirlenmiştir. Analiz için örnekler çeneli kırıcı ile 0.5 cm kalınlığında kırılmıştır. Pb izotopu için gönderilen örneklerden üç tanesi tüm kayaç örneği olması sebebiyle bu örnekler Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülmüştür. 10 gram civarında ağırlıkları olan örnekler naylon torbalara konularak numaralanmıştır. Pb izotopu için gönderilen galen örneği ve S izotopu için gönderilen galen, sfalerit ve kalkopirit örnekleri (toplam 26 adet örnek) binoküler mikroskop altında ince uçlu cımbız ile ayırtlanmışlardır. Bu örneklerden de yaklaşık olarak 1'er gram tartılıp özel tüplere koyularak laboratuvarlara gönderilmiştir.

Pb izotop analizleri için laboratuvarında örnekler HNO<sub>3</sub> ile işleme tabi tutulmuşlardır. Daha sonra Pb izotop ayırlamaları yüksek hassasiyetli *multi collector* (MC) ICP-SFMS cihazında yapılmıştır. İzotop oran hassasiyeti % 0.001 (=10 ppm)'lik bir standart sapmaya kadar ulaşabilmektedir.

$\delta^{34}\text{S}$  değerleri ise laboratuvarda sürekli-akışkan gaz oranlı kütle spektrometresi (ThermoQuest Finnigan Delta PlusXL) zerinde llmştur. Örnekler 1030 °C ‘de yakılmıştır. C ile O<sub>2</sub> ve V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> kullanılan bir elementsel analiz aleti (Costech), kütle spektrometresi ile eşleştirilmiştir. Standartlar, laboratuvarlar arasında karşılaştırılan diğer birçok sülfid ve sülfat materyalleri ve OGS-1 ve NBS123 gibi uluslararası standartlar temel alınarak yapılmıştır. Kalibrasyon -10 ile +30 per mil aralığında doğrusaldır. Hassasiyet yaklaşık olarak  $\pm 0.15$  veya daha iyidir (1s).

### **2.3 Büro alışmaları**

Çalışma alanının 1/35000 ölçekli hava fotoğrafları ile 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalardan elde edilen araziye ait digital yükseklik modelleri incelenerek, bölgeye ait izgesellik haritası oluşturulmaya çalışılmıştır. Bununla birlikte bölgeye ait 1/25000’lik jeoloji haritaları revize edilerek yeniden oluşturulmuş ve bu çizgisellikler, harita üzerine aktarılmıştır. Hava fotoğrafları yardımıyla elde edilen yeni yapısal unsurlara dayanılarak, galerilerin çevrelerine ait 1/1000, 1/2000 ve 1/5000’lik jeoloji haritalarındaki yapısal unsurlar revize edilmiştir. Ayrıca bölgede bulunan 8 adet galerinin 1/250 ölçekli yer altı jeoloji haritaları çizilmiştir. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’ne ait, bölgede daha önceden yapılmış sondajların karot determinasyonları incelenmiş olup, bunlardan yararlanılarak jeolojik enine kesitler çizilmiş ve Handeresi bölgesi ile ilgili olarak yeraltı modellemesi yapılmaya çalışılmıştır.

Büro alışmaları ile revize edilen ve çizilen jeoloji haritaları, stratigrafik istif ve diğer haritalar ile şekillere ait izimler Adobe Freehand, Adobe Illustrator ve Golden Software Surfer bilgisayar programları ile çizilmiştir. Sayısal haritaları ve üç boyutlu görüntüleri elde etmek için ArcViewGIS 3.2, ArcMap 9.2 ve Global Mapper 6.08 programları kullanılmıştır. Handeresi bölgesine ait sondajlardan elde edilen verilerden yararlanılarak yapılan yeraltı modellemeleri Rockworks2006 programında yapılmıştır. Arazi alışmaları sonucu derlenerek fotoğrafı çekilen rnekler Adobe Photoshop CS2 bilgisayar programı ile iyileştirilmiş ve düzeltilmiştir. Analiz verilerinin bulunduğu izelge ve diyagramlar Microsoft Excel programında hazırlanmıştır. Jeokimya

verilerinden hareketle elde edilen grafikler Minpet 2.0, Microsoft Excel, GCDkit 2.2 ve GeoPlot programları ile yapılmıştır.

### 3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Yenice (Çanakkale) Bölgesi'nde ve Kazdağ masifinde bugüne kadar değişik amaçlı birçok çalışma yapılmıştır. Bunlar ağırlıklı olarak jeolojik, sedimentolojik, tektonik ve maden jeolojik amaçlı çalışmalardır. Bunlardan önemli olanlarının bazıları aşağıda sunulmuştur :

Kaaden (1957), Edremit, Edremit-Yenice çevresindeki stratigrafiyi ve kayaçların özelliklerini açıklamış, Pre-Paleozoyik kütlelerin gnays, orto gnays ve olivinli şistlerden, Paleozoyik serinin epi-dinamometamorfik yeşil kütleler, epi-metamorfik fillit, şist, grovaklı kuvarsit, arkoz, grafitli şeyl ve rekristalize kalkerlerden, Triyas'ın filiş fasiyesinde sığ denizde çökelmiş, metamorfize olmamış konglomeralar, arkozlar ve siyah arduvazlardan, Jura'nın Alt ve Orta Jura fosillerini içeren kumlu arduvazlar ile kalkerli grelerden, Kretase'nin şeyl, kırmızımtarak ince tabakalı kalker katkılı spilitik kütleler ve ince tabakalı konglomeralı kalkerlerden oluştuğunu, bu birimleri ise granodiyorit intrüzyonunun kestiğini ve bunları da volkanitlerin örttüğünü belirtmiştir.

Arslaner (1965), Edremit-Havran çevresindeki yaptığı jeoloji ve petrografi çalışmalarında taban kayaçların gnayslarla temsil edildiğini, gnaysların aralarında bantlar halinde amfibolitlerin bulunduğunu belirtmiştir. Bu birimin üzerine orto-amfibolitlerin geldiğini, daha üstte şeker dokulu mermerler ile bazaltlar, doleritler ve serpantinintlerin yer aldığını, en üstte epimetamorfiklerin bulunduğundan söz etmiştir. Yazara göre metamorfik kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen konglomera, arkoz ve pelitik kayaçlardan oluşan Üst Triyas, Liyas'ta gre ve psamitik kalkerlerle devam etmekte; Dogger, Liyas üzerine transgresif olarak gelmektedir.

Ketin (1966), Anadolu'nun Tektonik Üniteleri başlığı ile yayımladığı sınıflamada kuzeyden güneye 1. Pontidler, 2. Anatolidler, 3. Toridler, 4. Kenar kıvrımları olmak üzere 4 tektonik birlik ayırtlamış ve Biga Yarımadası'nı Pontidlere dahil etmiştir.

Bingöl (1968)'e, göre Kazdağ, metamorfik kayaçlardan oluşmuş bir dom morfolojisindedir. En eski formasyonlar, çok kalın bir ultramafik serisine aittir.

Dunitlerde metamorfizmanın etkisi çok az görülmesine karşın, diğer fasiyesleri (gabro piroksenit, dolerit, bazalt) metamorfizmaya uğrayarak bölgenin güneybatısında dunit kütlesi etrafında metagabro, piroksenit, amfibolit ve şeritli amfibolit, güney-güneydoğusunda epimetamorfik yeşil kayaçlar meydana getirdiğini belirtmişlerdir. Bölgenin güneydoğusunda çeşitli silisik, mafik ve karbonatlı metamorfik birimlerin üzerinde feldispatik gre, konglomera, kuvarsit ve siyah şistten oluşmuş çok az metamorfik olan Karakaya serisi yer almıştır. Granodiyoritik plütonik kütleler, GB-KD yönünde bir dizilimde ve yaklaşık olarak mesa-epizon arasında kalmaktadır.

Krushensky vd. (1971), Batı Anadolu 1/25000 ölçekli Balıkesir İ18-c1, c4, d2, d3 paftalarında yaptıkları çalışmalarda birimleri Tersiyer öncesi ve Tersiyer serileri olarak incelemişlerdir. Tersiyer öncesi serileri; Kalabak metamorfik serisi, Ayaklı kireçtaşı, Halılar formasyonu ve Kocaçal Tepe kireçtaşları; Tersiyer serilerini ise Bağburun formasyonu, Hallaçlar formasyonu, Dede Tepe formasyonu ve göl sedimanları olarak ayırtlamışlardır.

Öngür (1973), bölgedeki Miyosen volkanizmasında ayrıntılı çalışmalar yapmış, volkanik etkinliğin Ayvacık, Babakale ve Behram (Assos) volkanları olmak üzere üç volkanik merkezde toplandığını belirtmiş ve bunların çıkardığı volkanik ürünleri vermiştir.

Bingöl vd. (1975), Biga yarımadasının en yaşlı kayaçlarını Kazdağ grubu olarak ayırtlamışlardır. Kazdağ merkezi kesiminde Barroviyen tipi, kenarlarda düşük basınçlı Abakuma tipi metamorfizmaların olduğunu, K/Ar ve Rb/Sr metodları ile izotopik yaş belirlemelerinde ilk metamorfizma yaşının  $233\pm 24$  my., ikinci metamorfizma yaşının  $25\pm 3$  my. olduğunu belirlemişlerdir. Bunların üzerine gelen ve ilk olarak yazarlarca tanımlanan Karakaya formasyonunun bazı belirgin özelliklerini ortaya koymuşlardır.

Bingöl (1976), daha önceden yapılmış olan Batı Anadolu, Ege adaları ve Yunanistan'ın stratigrafi, tektonik ve petrolojisine ait temel veriler ile bu çalışmada elde ettiği jeofizik verileri birleştirerek Batı Anadolu ve Ege'nin jeotektonik evrimi hakkında ayrıntılı çalışmalar yapmıştır.

Çağatay (1980), Batı Anadolu'da bulunan İzmir-Bayındır-Sarıyurt çinko kurşun yatağı, İzmir-Torbalı-Taşkesik çinko yatağı, Balıkesir-Dursunbey kurşun-çinko yatağı, Çanakkale-Yenice-Kalkım-Handeresi kurşun çinko yatağı, Çanakkale-Yenice-Kurttaş-Arapuçan-Sofular kurşun çinko yatağı, Balıkesir-Balya kurşun çinko yataklarının oluşumu, cevher mikroskobisi ve kökeni hakkında incelemelerde bulunmuştur. Sonuç olarak, buradaki oluşumların başlıca iki ayrı tür kurşun-çinko yatağı olduğunu tespit etmiştir. Bunlardan biri “tabakaya bağlı” metamorfik Bayındır-Sarıyurt (İzmir) yatağıdır. Diğerleri ise asidik intrüzyonlara bağlı olarak bulunan “kontakt” ve “hidrotermal” yatak ve zuhurlar olarak kabul edilmiştir.

Öngen (1982), Yenice (Çanakkale) yöresindeki granitoidlerin ve yan kayaçlarının petrolojisini yapmıştır. Birbirinden bağımsız altı granitoid stoku ayıran yazar, bunların mineralojisi, petrografisi, jeokimyası ve jeodinamiğini ortaya koymuştur. Ayrıca bu stokların yaptığı kontakt metamorfizmayı incelemiş ve kontak ısısının 550–600 °C civarında olduğunu belirtmiştir. Biga Yarımadasındaki plütonizmanın kökenini irdeleyerek Kretase'de okyanusal kabuğun kuzeye doğru Sakarya kıtası altına dalarak kısmi ergimesinden türeyebileceğini ileri sürmüştür.

Anıl (1984), bölgedeki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin köken sorunu ve Tersiyer volkanizması ile ilişkileri hakkında çalışmıştır. Bölgede bulunan Arapuçandere ve Kalkım-Handeresi zuhurlarının cevherleşme kökenleri hakkında bulunan görüşleri ele alıp, bunların Tersiyer volkanizmasına ait dasitik breş ve andezitlerle olan ilişkilerini tartışmıştır.

Ercan ve Türkecan (1984), Dikili-Edremit yörelerinde yaptıkları jeoloji ve magmatik kayaçların petrolojisi çalışmalarında Tersiyer öncesi birimlerde ayrıntıya girmeyip, Tersiyer birimlerini ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Tersiyer öncesi birimleri yaşlıdan gence doğru Paleosen-Eosen yaşlı Bozburun formasyonu, granodiyoritler (Kozak, Eybek); Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar formasyonu, Dedetepe formasyonu; Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı Yuntdağ volkanitleri, Ballica formasyonu, Ayvalık ignimbiritleri, Soma formasyonu, Rahmanlar aglomerası, Maden adası monzoniti,



Alibey bazaltı, Dededağ bazaltı birimlerini ayırtlamışlardır. Değişik kaynaklardan derledikleri magmatik kayalara ait yaş tayinlerini vermişlerdir.

Gözler vd. (1984), Biga yarımadasında daha önce yapılmış değişik amaçlı çalışmaları derleyerek ve bu çalışmalarla kendi çalışmalarını birleştirerek bölgesel stratigrafiyi ortaya koymuş, metamorfik fasiyeslerin ve bölgedeki birimlerin korelasyonları ile Çanakkale-Bandırma-Balıkesir-Edremit'i içine alan geniş bir alanın jeolojisini incelemişlerdir.

Şengör (1984), geçmişten günümüze yabancı ve yerli yer bilimcilerin Türkiye'nin tektonik sınıflamaları modellerini özetlemiş, gelişen araştırmalar doğrultusunda tektonik birliklerin sınıflamasına yeni bir model önermiştir. Levha tektoniği kuramına dayanarak, orojenik sistemler ile ilişkilendirilen ve Türkiye kenet kuşaklarını üç büyük orojenik sistemde toplayan bu öneriye göre, yaşlıdan gence;

1. Pan Afrikan Sistemi
2. Hersiniyen Sistemi
3. Tetisid Sistemi
  - Kimmerid Sistemi
  - Alpit Sistemi'dir.

Yazarın modeline göre Kuzeybatı Anadolu Hersiniyen Sistemi ve Tetisid Sistemi etkisinde kalmıştır.

Ercan vd. (1985), Batı Anadolu'da Ayvalık, Edremit, Dikili, Bergama, Soma, Bigadiç, Kepsut, Sındırgı, Gördes, Demirci, Kula, Denizli ve Söke bölgelerinde Eosen'den tarihsel zamanlara değin pek çok evrede etkin olan ve 16 değişik formasyona ait volkanik kayalardan 22 adet temsili örnek alarak bunların ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri, Sr izotop oranları ve K/Ar yöntemiyle radyometrik yaşlarını saptamışlardır.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları ile kabuk-manto ilişkisinin varlığı ortaya koyulurken, K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş tayinlerinde en yaşlı volkanizmanın  $31,4\pm 0,4$  my, en genç volkanizmanın ise  $25000\pm 6000$  yıl olduğunu saptamışlardır.

Ercan vd. (1990), Balıkesir-Bandırma bölgelerinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımını inceledikleri bu çalışmada, yaptıkları petrokimyasal incelemelerle, bölgedeki Miyosen yaşlı volkanik kayaların kalkalkalen nitelikte olup, kabuksal köken özellikleri taşıdıkları belirlenerek çevredeki diğer volkanitlerle karşılaştırmaları yapılmış ve Tersiyer volkanizmasının Kuzeybatı Anadolu'daki yayılımı irdelenmiştir.

Okay vd. (1990), Gelibolu ve Biga yarımadasında KD-GB yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik zon olduğunu belirtmiştir. Kuzeybatıdan itibaren bunlar, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır. Yazarlara göre; Gelibolu zonu; Geç Kretase-Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşı, radyolarit, serpantinit, gabro, mavişist gibi kayalardan meydana gelmiş, yığışım prizması niteliğinde ofiyolitli melanj olup, bu birime Çetmi Ofiyolit Melanjı ismi verilmiştir ve bu melanj, Eosen ile başlayan sedimanter istifin temelidir. Ezine Zonu; Batı kesiminde yeşilşist fasiyesinde metamorfizme geçirmiş Permo-Karbonifer yaşta sedimanter bir istiftten ve bunu Permo-Triyas'ta üzerlemiş ofiyolitten, doğuda ise sedimanter kökenli yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşur. Ayvacık-Karabiga Zonu; Gelibolu Zonu gibi Çetmi Ofiyolit Melanj'ından oluşur. Bu melanj içerisinde yer alan eklojitler ve Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları ayırtmandır. Sakarya Zonu; Kazdağ grubu metamorfikleri, bu metamorfikleri tektonik olarak üzerleyen Karakaya kompleksi birimleri ve Triyas sonrası çökellerden oluşur. Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksi, benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört tektonostratigrafik birimden meydana gelmiştir. Bu birimler Nilüfer Birimi, Hodul Birimi, Orhanlar Grovak ve Çal Birimi'dir.

Pickett vd. (1995), Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin düşük derecede metamorfizma geçirmiş, deforme olmuş, derin deniz sedimentleri ve volkanik kayalardan oluşan bir topluluk olduğunu ileri sürmektedirler. Araştırmacılara göre Karakaya kompleksi Paleotetisin kapanmasıyla oluşmuş kuzey Türkiye kenet sisteminin bir parçasıdır. Kuzeybatı Türkiye'de Biga yarımadası ve civarında Karakaya kompleksi

kalın tektono-stratigrafik birimlerden oluşmaktadır. Yazarlar yaptıkları bu çalışmada bu stratigrafik istifinin jeolojik ve yapısal olarak tüm özelliklerini ortaya koymaya çalışmışlardır.

Okay ve Tüysüz (1999), Türkiye'nin kuzeyindeki Tetis kenedi hakkında ayrıntılı çalışmalar yaparak gerek Paleotetis Okyanusu'nun gerekse de Neotetis Okyanusu'nun kapanmasında sonra meydana gelen bu kenet kuşakları ve günümüzde burada yer alan Kuzey Anadolu Fayı hakkında bilgiler vermişlerdir.

Dayal ve Özgenç (2000), Yenice yöresinde skarn oluşturan plütonik ve volkanik kayaçların radyometrik yaş analizlerini yapmışlardır. Bu çalışmayla magmatik kayaçlarda yapılan K – Ar yaş tayinleri plütonik kayaçlar için;  $21 \pm 0,9$  my tüm kayaç ve  $26 \pm 2,1$ my biyotit yaşı, volkanik kayaçlar için;  $26,2 \pm 1,03$  my tüm kayaç yaşı bulmuşlardır. Bu sonuçlarla bölgedeki magmatik işlevlerin Üst Oligosen – Alt Miyosen yaş aralığında gerçekleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Delaloye ve Bingöl (2000), Batı ve Kuzeybatı Anadolu'daki granitoidleri yaşları ve oluşum ortamlarına göre alt gruplara ayırmışlardır. Bu ayırtlama sonucunda, Kambriyen granitoidleri hariç, Hersiniyen – Geç Karbonifer yaşlı olanlar kuzeye dalımlı bir dalma batma zonunda, Geç Triyas yaşlı olanlar Karakaya hendeği boyunca, Orta Jura-Geç Kretase yaşlı olanlar İzmir-Ankara zonu boyunca ve bunun kuzeyinde, Paleojen ve daha genç yaşlı olanlar ise muhtemelen Hellenik dalma batma zonu kuzeyinde oluşmuşlardır.

Robertson vd. (2004), Batı Türkiye'deki Geç Paleozoyik Erken Mesozoyik dönemde etkili olan orojenik hareketleri çeşitli modellerle test etmişlerdir. Bunun için üç farklı modeli tartışmışlardır. 1. modelde; Paleozoyik okyanusunun güneye doğru yittiği ve daha sonra Triyasik Neotetisin Gondvanadan riftleşerek ayrıldığını ve Geç Triyas döneminde çarpışmayla kapandığını, 2. modelde; Paleozoyik Tetis, aktif Avrasyan kenar ve pasif Gondvana kenarları birlikte kuzeye doğru daldığını, 3. Modelde ise; Paleozoyik okyanusu geniş marjinal basenle birlikte kuzeye doğru daldığını ileri sürmüşlerdir.

Orgün vd. (2005), Arapuçan Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve sıvı kapanımları ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Yaptıkları bu çalışmada, cevher mineral birlikteliklerini tespit etmişler ve faylanma dönemi ile ayrılan en az iki döneme ait hipojen mineralleşmenin kanıtlarını sunmuşlardır. Bununla birlikte pirit ve galenlerdeki  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri ile sülfür ve metallerin kaynaklarını magmatik bir kaynağa bağlamışlardır. Ancak jeokimyasal ve jeolojik yorumlamalar buradaki metallerin bir kısmının da çevredeki metakumtaşı ve diyabazlardan liç edilerek zenginleştiğini göstermiştir. Sıvı kapanımları ile elde edilen veriler ile de akışkanların yüksek-tuzluluklu (muhtemelen magmatik) sıvılar ile meteorik sıvıların etkileşimi ile oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Genç ve Altunkaynak (2007), Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen Eybek graniti ile ilgili olarak bazı çalışmalar yapmışlardır. Yazarlara göre Eybek graniti, 26-21 my. (Geç Oligosen-Erken Miyosen) yaşlıdır ve kabukta sığ derinliklere (en fazla 1,5 km) kadar yükselmiş bir plütonik gövde niteliğindedir. Metalüminyumlu, subalkalen, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özelliktedir. Geniş iyon yarı çaplı (LIL) elementler bakımından zenginleşme, Nb, Ta, P ve Ti bakımından fakirleşmeler magma gelişiminde belirgin dalma-batma kayıtlarının varlığını göstermektedir. İz ve nadir toprak elementleri içerikleri, elementler arası oranlar ve bunların birbirleriyle karşılaştırılmasıyla birlikte izotop verileri Eybek granitinin manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olduğuna işaret etmektedir. Bölgenin jeolojik evrimi içerisinde, Eybek granitinin, Orta-Geç Eosen dönemindeki dilim kopması ve buna bağlı gelişen magmatizma ile KB Anadolu'da Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (~24 my.) arasındaki kritik bir dönemde geliştiği düşünülmektedir.

Altunkaynak ve Genç (2008), yaptıkları çalışmada Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de ( $45,3 \pm 0,9$  my) başladığını ve Geç Miyosen'e ( $8,32 \pm 0,19$  my) kadar devam ederek sonlandığını belirtmişlerdir. Bu magmatik oluşumların kalkalkalen karakterli, yüksek K'lı kalkalkalen, şoşonitik, yaklaşık alkalen ve alkalen karakterli seriler olduklarını öne sürmüşlerdir. Bu karakterlere dayanarak da Senozoyik kıtasal volkanizmasını 5 farklı evreye

ayırılmışlardır. Bunlar; Orta Eosen yaşlı volkanitler Orta-K'lı kalkalkalen lavları, Oligosen yaşlı volkanitler Yüksek-K'lı kalkalkalen lavları, Erken Miyosen Yüksek-K'lı şoşonitik lavları, Orta Miyosen yaklaşık alkalen lavları ve Geç Miyosen alkalen lavları şeklindedir.

Cavazza vd. (2008), yaptıkları çalışmada apatit fission track metodunu kullanarak Kazdağ Masifi'nin Erken-Orta Miyosen'de bir yükselmeye maruz kaldığını belirtmişlerdir. Yapısal ve sedimantolojik analizlerle birlikte daha önceki radyometrik yaş tayinleri ile masifin yapısal evriminin iki aşamada gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir. Termokronolojik veriler ise kuzey Ege Bölgesi'nde Neojen genişlemeli tektoniğinin süreksiz/aralıklı olduğunu ve Erken-Orta Miyosen ve Pliyokuvaterner döneminde iki önemli genişlemenin cereyan ettiğini desteklemektedir.

Karacık vd. (2008), Güney Marmara'daki granitoidlerin petrokimyasını yaptıkları çalışmada bu granitoidlerin çarpışma sonrası granitoidler olduğuna işaret ederken, temel olarak kuzeyde olanları Eosen yaşlı, güneyde olanları ise Miyosen yaşlı olarak gruplandırmışlardır. Miyosen yaşlı olan granitoidlerin volkanik kayalarla birlikte görüldüklerine işaret ederlerken, Eosen yaşlı granitoidlerde bu tür bir ilişki bulunmadığını belirtmişlerdir. Granodiyoritik ve granitik bileşimde olan bu kayalar toplulukları, metalumina karakterli, kalkalkalen ve orta-yüksek K'lı kayalar gruplarıdır. Jeokimyasal ve bazı izotopik yorumlamaları yaptıkları bu çalışmada yazarlar, Güney Marmara granitoidlerinin evrimi için dilim kopması (slab breakoff) modelini öngörmüşlerdir.

Bölgede ayrıca MTA Genel Müdürlüğü tarafından maden jeolojik amaçlı çalışmalar Yücelay (1975), Yücelay (1976), Çetinkaya vd. (1983a, b), Andiç ve Kayhan (1996), Pehlivan ve Çetin (1997) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Yücelay (1975), Çanakkale ili, Yenice ilçesi, Kalkım beldesi Karaaydın Köyü civarında bulunan simli kurşun (Pb-Zn) cevherleşmesine ait yaptığı çalışmada, cevherleşme alanında 1/2000'lik harita çalışması ile birlikte cevher zonlarına açılmış eski galerilerin ve bölgedeki mostralara çeşitli ölçeklerde (1/100, 1/200 ve 1/400) haritalarını

yapmıştır. Özellikle galerilerde yaptığı çalışmalarda cevher oluşumu ve yatak tipi hakkında oldukça ayrıntılı bilgi toplamıştır. Çalışma alanı 1/25000 ölçekli Balıkesir İ18-a3 paftasının güney bölümünde yer almakta olup 1 km<sup>2</sup> genişliktedir. Galerilerin toplam uzunluğu ise 480 m. civarındadır. Sonuç olarak, Paleozoyik yaşlı epimetamorfitletlerin ve onları kesen intrüzyonların bulunduğu sahada mermerli seviyelerin killi şistlerle dokanağında metasomatik olarak merceksel ve düşük tenörlü Pb-Zn içeren pirit ve pirotinli zonlar görülmüştür. Ancak bu cevher zonları rezerv ve tenör bakımından herhangi önemli bir değer vermemişlerdir.

Yücelay (1976), Çanakkale-Yenice-Kalkım-Handeresi Pb-Zn-Cu maden sahasına ait yaptığı çalışmada bölgedeki cevherli zonların yayılımını ve tenör dağılımını tespit etmeye çalışmıştır. Cevherleşmenin büyük bir kısmının düşük tenörlü olması sebebiyle işletilebilirlik özellikleri içerisinde olan yan ürün faktörünün de önemli olduğunu ve sahanın Ag ve Cd değerleri açısından da değerlendirilebileceğini belirtmişlerdir. Bölgede yapılan 27 sondajın 15 tanesi olumlu olmuş ve yapılan rezerv hesapları bu sonuçların etki alanlarına göre hesaplanmıştır. Buna göre bölgede 3.471.182 ton (görünür+muhtemel) rezerv olduğu ortaya konulmuştur.

Çetinkaya vd. (1983a), Çanakkale-Yenice-Kalkım Bağırkaç Dere bölgesinde yaptığı Pb-Zn-Cu araştırmalarında bölgedeki dere ve sırt bölgelerinden aldıkları örnekler üzerinde jeokimyasal analizler yapmışlardır. Ayrıca anomali veren sahaların tespiti ile birlikte bu sahalarda belirli profiller boyunca nokta numune alımı, jeokimyasal analiz ve detay jeolojik etüd çalışmalarında bulunmuşlardır. Gerekli görülen bölgelerde ise bazı jeofizik (PEM, manyetik ve IP) ve sondaj çalışmaları (toplam 4202.90 m.) yapmışlardır. Çalışmalar esnasında sediman, toprak ve kaya numuneleri alınarak Pb-Zn-Cu ve Ag analizleri yaptırılmıştır. Sonuç olarak, sahanın büyük bir kısmının Paleozoyik yaşlı metamorfiklerle (Kalabak serisi) ve şisti granodiyoritle kaplı olduğu, Tersiyer plütonizmasının güneybatıda mostra verdiği ve yaşlı kayaçları kestiği belirtilmiştir. Cevherleşmenin ise sinsedimanter fakat metamorfizma ve plütonizma etkisiyle remobilize olarak oluştuğu, Kalabak şistlerinin başlangıçta oluşumu esnasında Pb-Zn-Cu'lu mineraller bu sedimantasyon havzasına taşındığı, tortulların metamorfizması esnasında kısmen remobilizasyonla konsantre oldukları ve sonradan Tersiyer

plütonizmasıyla şistler içindeki kalkerli seviyelerin skarnlaştığı ve plütonizma etkisiyle ergiyen cevherli sıvıların skarn zonlarına yerleştiği şeklinde yorumlamışlardır.

Çetinkaya vd. (1983b), Çanakkale-Yenice-Kalkım Handeresi bölgesinde yaptığı Pb-Zn-Cu araştırmalarında bölgedeki dere ve sırt bölgelerinden aldıkları örnekler üzerinde jeokimyasal analizler yapmışlardır. Ayrıca anomali veren sahaların tespiti ile birlikte bu sahalarda belirli profiller boyunca nokta numune alımı, jeokimyasal analiz ve detay jeolojik etüd çalışmalarında bulunmuşlardır. Gerekli görülen bölgelerde ise bazı jeofizik (PEM, manyetik ve IP) ve sondaj çalışmaları (toplam 1637 m.) yapmışlardır. Çalışmalar sırasında alınan örneklerde Pb-Zn-Cu ve Ag analizleri yaptırılmıştır. Sonuç olarak, bölgenin 1/5000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, Kalabak şistleri, şisti granodiyorit, Neojen volkanik kayaç birimleri tespit edilerek haritaya işlenmiştir. Cevherleşmenin ise başlangıçta sinsedimanter Kalabak şistleri içinde oluştuğu kabul edilmiş, metamorfizma ve Tersiyer granodiyorit sokulumu tesiriyle ergiyerek kontakt felslere metazomatik olarak çökelindiği belirtilmiştir.

Andiç ve Kayhan (1996), Havran-İvrindi (Balıkesir) ve Kalkım-Pazarköy (Çanakkale) bölgelerinde yapmış oldukları çalışmada, o döneme kadar çalışması yapılmamış olan ve Küçükdere altın yatağının da içinde bulunduğu geniş alterasyonlara sahip 300 km<sup>2</sup>'lik alanda genel jeokimya çalışması yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda As ve Sb elementlerine ait toplam alanı 44 km<sup>2</sup> olan 7 anomali saptamışlardır. Ayrıca daha önceki yıllarda Pb-Zn-Cu-As-Sb-Mo elementleri için anomali olarak sınırlanan 13 anomaliye ait 250 km<sup>2</sup>'lik alanda çalışma yaparak anomaliyi oluşturan nedenleri araştırmışlardır. Çalışma sonucunda bunların bir kısmının yalancı anomali olduğu, bazılarının ise çok zayıf mineralizasyonlarla ilişkili olduğu belirlenmiştir.

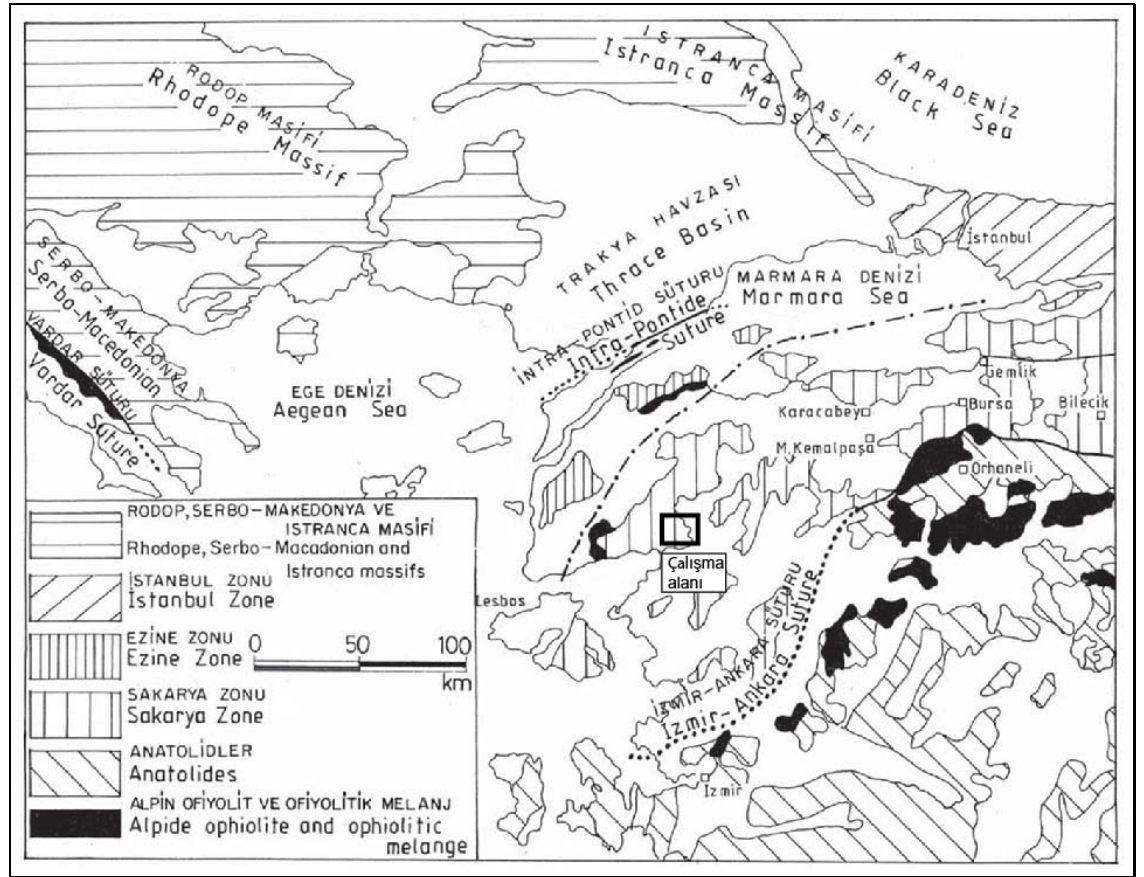
Pehlivan ve Çetin (1997), Balıkesir ili Edremit ilçesi ile Çanakkale ili Yenice, Bayramiç, Ayvacık ve Ezine ilçeleri arasındaki geniş alanda yaptıkları altın ağırlıklı polimetal ve ağır mineral çalışmasında 31 adet zuhur-yatakta incelemelerde bulunmuşlardır. Bate numunelerindeki altın tane sayısına, şelit, zinober, kassiterit, alterasyon bolluk derecesine göre yapılan altın (Au), şelit (W), kassiterit (Sn), alterasyon (Pb-Zn-Cu) ve zinober (Hg) değerlendirmelerinde; toplamı 1051.3 km<sup>2</sup> olan

31 anomali sahası belirlemişlerdir. Bu anomali sahalalarında 21 altın, 4 kassiterit, 14 şelit, 22 alterasyon ve 11 zinober anomalisi bulunmaktadır. Sonuç olarak yapılan çalışmada altına herhangi bir iz elementin eşlik etmediği tespit edilmiş olup, bu nedenle altın aramalarında sadece jeokimyasal yöntemlerin kullanılmasıyla bazı mineralizasyonların gözden kaçmasının mümkün olabileceği belirtilmektedir. Ayrıca alterasyon anomalileri olarak belirtilen Pb-Zn-Cu'nun genellikle granodiyoritler çevresinde ve jeokimya Pb-Zn-Cu anomalileri ile uyumlu oldukları görülmüştür.



#### 4. BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma sahası jeotektonik olarak Ketin (1966)'e göre Pontid'ler içinde ve bu tektonik birliğin kuzeybatı ucunda yer alır. Okay vd. (1990)'a göre Gelibolu-Biga yarımadasında Tersiyer öncesi dört tektonik zon yer alır. KD-GB yönünde uzanan bu zonlar Gelibolu, Ezine, Ayvacık ve Sakarya zonlarıdır (Şekil 4.1). Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Sakarya kıtası adı verilen bu bölgenin sınırlarını, kuzeyde Pontid İçi Kenedi, güneyde ise İzmir-Ankara Kenedi olarak tespit etmişlerdir. Hem Brinkmann (1966, 1971) hem de Şengör ve Yılmaz (1981) bu tektonik birimi Ankara'nın hemen doğusunda sona erdirmiştir. Okay (1984, 1989) Sakarya zonunun doğu sınırını, kuzeybatı Anadolu'ya çok benzeyen bir stratigrafi ve tektonik gelişme gösteren Doğu Pontidleri de içine alacak şekilde doğuya doğru genişletmiştir (Okay vd. 1990).



Şekil 4.1 Marmara bölgesi ve çevresinin jeotektonik haritası. Beyaz bırakılmış bölgeler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi-nokta ile gösterilen hat ise Paleo-Tetis kenedinin muhtemel konumunu göstermektedir (Okay vd. 1990)

Sakarya zonu boyunca karmaşık bir şekilde deforme olmuş ve genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile çok daha az bir deformasyon kapsayan ve hiç metamorfizma göstermeyen bir Jura-Tersiyer örtü ayrımı yapmak mümkündür. Sakarya zonuna ait kristalen temel genel anlamda üç gruba ayrılabilir (Okay vd. 2008) :

- Gnays, amfibolit, mermer ve nadir olarak gözlenen metaperidotitlerin yüksek dereceli Variskan metamorfik serisi. Metamorfizma amfibolit-granülit fasiyesinde meydana gelmiş olup, Pulur, Kazdağ, Devrekani ve Gümüşhane masiflerinden alınan örneklerde yapılan zirkon ve monazit yaşları Karbonifer (330-310 my)'i göstermektedir (Topuz vd. 2004, Okay vd. 2006, Nzegge ve Satır 2007, Topuz vd. 2007).
- Devoniyen, Karbonifer veya Permiyen kristalizasyon yaşlarına sahip Paleozoyik granitoidleri (Delaloye ve Bingöl 2000, Okay vd. 2002, 2006, Topuz vd. 2007). Bu Paleozoyik granitoidlerinin küçük yüzlekleri Sakarya kıtası boyunca dağılmış bir şekilde görülmektedir ve Jura ve daha genç sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Yalnız, çalışma alanımızda da görülen Bağırkaç granitoyidi, Üst Triyas (Noriyan) arkozik kumtaşlarının üzerinde yüzlek vermektedir (Okay vd. 1990, 1996).
- Permo-Triyas yaşlı metabazit ve daha az oranda görülen mermer ve fillitçe baskın düşük dereceli metamorfik kompleks (Alt Karakaya Kompleksi).

Karakaya öncesi birimler Biga Yarımadası'nda özellikle Havran ve Edremit'in kuzeyinde yüzeyleyen metasedimanter kayalar (Kalabak Formasyonu) ve intrüzif bir metagranodiyorittir (Bağırkaç granitoyidi).

Triyas öncesi düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş metasedimanter kayalar ince taneli, sarımsı gri, gümüş grisi, koyu gri fillit, orta taneli, sarımsı gri, karakteristik bir bantlaşma gösteren kuvarsofeldispatik şist ve birkaç metre kalınlıkta seyrek ara seviyeler halinde görülen mermer ve yeşil metadiyabazdan oluşur. Kalabak Formasyonu batıda Oligo-Miyosen yaşlı Eybek Granodiyoriti tarafından kesilmiş (Okay vd. 1990) iken doğuda Devoniyen yaşlı Bağırkaç granitoyidi ile ilişkisi tartışmalıdır.

Havran'dan kuzeydoğuya doğru 4-5 km eninde bir zon oluşturarak uzanan Geç Triyas öncesi metagranitoid; daha önceki çalışmalarda yönlendirilmiş ve ezilmiş kuvarsdiyorit-granodiyorit (Gümüş 1964, Arslaner 1965), granitik gnays veya kataklastik gnays (Blanc 1969), gnays (Acar 1971), paragnays (Yücelay 1975), granodiyorit (Dayal 1984) olarak isimlendirilmiştir. Okay vd. (1990) ise yaptıkları çalışmada bu birimi Çamlık Metagranitoidi olarak isimlendirirken, Tufan (1993) çalışma alanına yakın bir bölgede yapmış olduğu doktora tezi çalışmasında bu birimi Bağırkaç granitoidi olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada, yapılan arazi gözlemlerine ve petrografik çalışmalara dayanılarak ise bu birim Bağırkaç granitoidi olarak adlandırılacaktır.

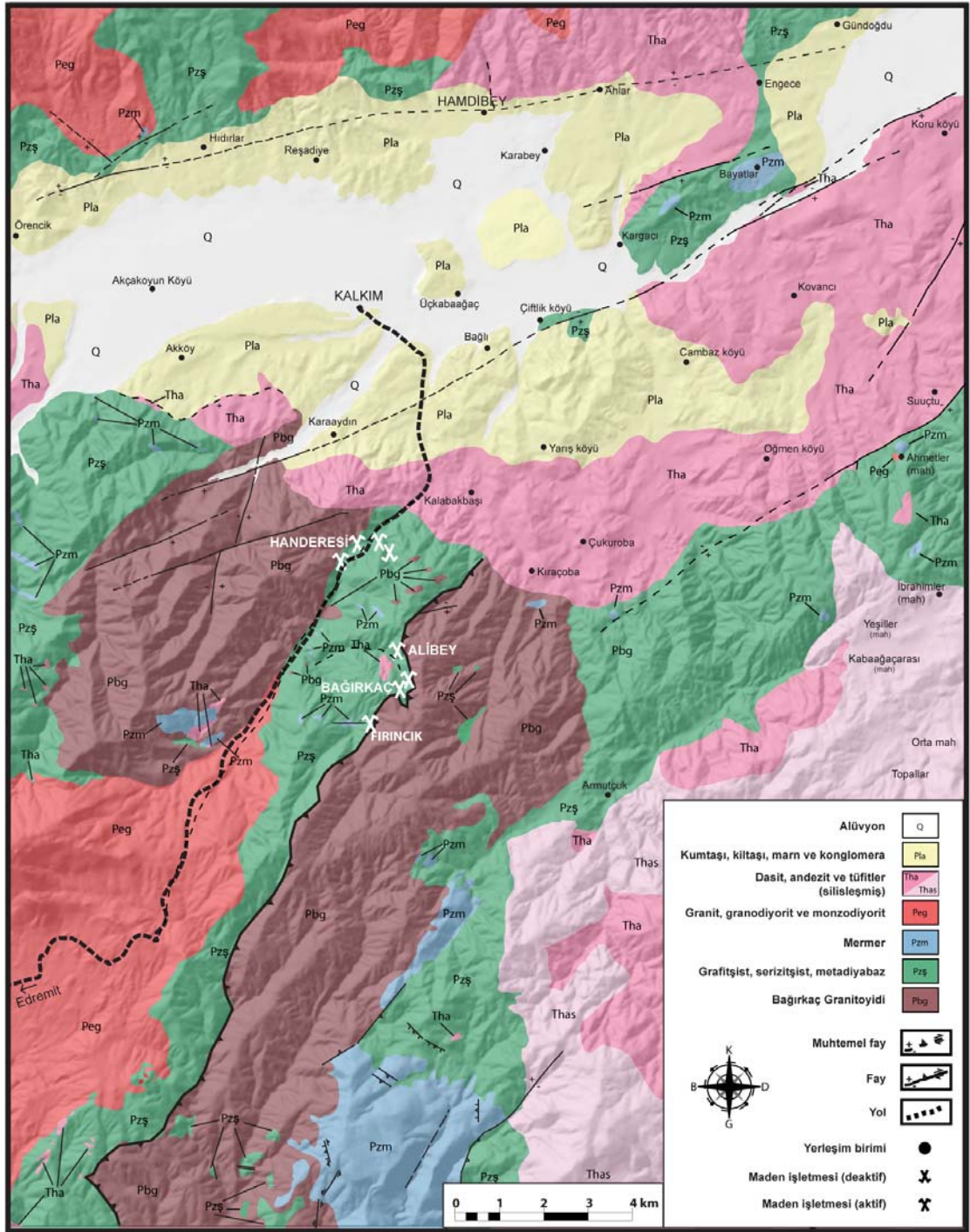
Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase sonları ile Tersiyer başı zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu kuzey kolunun kuzeye, Sakarya kıtası altına doğru dalıp-batarak tüketilmesiyle, güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası çarpışmışlar ve aralarında, tüm kuzey Türkiye'yi kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981). Kuzeybatı Anadolu'da kenet kuşağı gelişiminin ardından, hem kenet kuşağı birimleri; hem de Sakarya kıtasına ait temel kayalar, Orta Eosen yaşlı çökel kayalar ile uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Bu stratigrafik veri, en azından kıta-kıta çarpışmasının Orta Eosen döneminden önce tamamlanmış olduğunun göstergesidir (Genç ve Altunkaynak 2007).

Biga Yarımadası'nın Sakarya zonu kesiminde Geç Kretase ile Erken Eosen arası yaşta kayalar bilinmemektedir. Sakarya zonunun daha doğu kesimlerinde, Orta Sakarya bölgesinde, Orta Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu üzerine 1000 metreyi aşkın kalınlıkta pelajik killi kireçtaşı arakatkıları ve serpantin ile Bilecik Kireçtaşı olistolitleri kapsayan Geç Kretase yaşta volkanitli bir fliş istifli bulunur (Altınlı 1975, Saner 1978). Gölpazarı Grubu ismi verilen bu türbiditik fliş istifli regresif bir gelişme gösterir ve üste doğru Paleosen yaşta genellikle kalın tabakalı kumtaşlarından oluşmuş nehir çökellerine geçer. Biga Yarımadası'nda Gölpazarı Grubu muhtemelen Paleosen sonunda aşınmıştır (Okay vd. 1990).

Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmış ve Eosen-Oligosen istifli büyük ölçüde aşınmıştır. Bu evreyi takiben çok yaygın ve

yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Biga Yarımadası'nın güneyindeki yaşı izotopik olarak tayin edilen granitlerin hepsi Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşları verir : Eybek Granodiyoriti 23-31 my (Krushensky 1976, Ayan 1979), Kestanbol Siyeniti 28 my (Fytikas vd. 1976), Ilıca-Şamlı Granodiyoriti 20-23 my (Ataman 1975, Bingöl vd. 1982), Nevruz-Çakıroba Granodiyoriti 24 my (Zimmermann vd. 1989). Bu intrüzifler dışında Erken ve Orta Miyosen'de büyük miktarlarda volkanik kayalar, Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır. Bu volkanik kayalar, andezit, breşik dasit ve bölgesel genişleme ile oluşan dasit-andezit-trakit-bazalt sekansını içerir (Ercan 1979). Granodiyoritlerin kenar zonları ve yakınlarında Pb-Zn-Cu-Fe mineralizasyonları, andezitik birimler içerisinde Pb-Zn ve Au mineralizasyonları görülmektedir (Pehlivan ve Çetin 1997). Bölgede, ana cevher mineralleri olarak galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirit, gang minerali olarak da kuvars ve kalsit görülmektedir. Geç Miyosen'de volkanizma durmuş, sığ denizel ve fluvial klastikler bölgede çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner'de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay vd. 1990) (Şekil 4.2, Okay vd. 1996, Yalıtırak ve Okay 2004, Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır).

Batı Anadolu'da Tersiyer kalkalkalen magmatizması Tetis Okyanusu'nun kapanması ile ilişkilidir (Ketin 1966). Tetis Okyanusu'nun Geç Mesozoyik - Erken Tersiyer aralığında kuzeye doğru Pontidlerin altına dalım yaparak tüketildiği varsayılmaktadır (Harris vd. 1994). Eosen'de Pontidler ile Anatolid ve Toridler arasında kenet zonu oluşmuş ve büyük ofiyolit kütleleri kuzeydeki Pontidlerin üzerinden, güneydeki Anatolidlerin üzerine yerleşmiştir (Okay ve Tüysüz 1999). Harris vd. (1994) ve Bingöl vd. (1982) verilerine göre çarpışma sonrası bölgelerdeki granodiyorit oluşumları kıtasal kalınlaşmanın sonucudur. Ancak aynı zamanda dalma batma ile ilişkili bazı kanıtlar da vardır (Delaloye ve Bingöl 2000).



Şekil 4.2 Çalışma alanları jeoloji haritası (Okay vd. 1996, Yaltrık ve Okay 2004, Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır)

## 5. ÇALIŞMA ALANLARININ GENEL JEOLJİSİ ve PETROGRAFİSİ

Çalışma alanlarında izlenen birimler, yaşlıdan gence doğru Bağırkaç granitoyidi, metakumtaşı ve kalk şist-mermer mercekleri içeren Kalabak şistleri, güneyde Eybek plütunu ve kuzeyde ise Kalkım volkanitleridir (Şekil 5.1).

Bağırkaç granitoyidi, bölgede daha önce maden jeolojik çalışmalar yapmış Yücelay (1976), Çetinkaya vd. (1983a, b), Tufan (1993) ve Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi üzerine çalışma yapmış olan Okay vd. (1990) tarafından incelenmiştir. Kalabak şistleriyle birlikte bölgesel metamorfizma geçirdikleri belirtilen bu birimler ile şistler arasında da bir tektonik dokanağın varlığından bahsetmişlerdir. Yazarlara göre; makroskobik olarak gri-kahverengi ve bej renklere sahip olan Bağırkaç granitoyidi esas olarak kuvars, plajiyoklaz ve kloritten oluşur; lökokratiktir, sıkça aplit ve kuvars damarları tarafından kesilmiştir. Orta taneli ve tektonik kökenli foliyasyon gösteren bir dokusu vardır. Foliyasyon özellikle Kalabak Formasyonu'na yakın kesimlerde, fillitlerdeki foliyasyona paralel olacak bir şekilde ve kuvvetlice gelişmiştir. Granitoidin iç kısımlarına gidildikçe foliyasyon göreceli olarak kaybolur. Tufan (1993)'e göre bu birimin Kalabak şistleriyle olan dokanağında herhangi bir metamorfizma izine rastlanmamıştır. Yazara göre bu dokanak intrüzyon dokanağı karakterinde değildir ve muhtemelen Bağırkaç granitoyidi, şistlerden önce oluşmuş, daha sonra ise birlikte metamorfizma geçirmişlerdir. Okay vd. (1996) yaptıkları çalışmada bu granitoyide zirkon yaşı olarak  $399\pm 13$  my (Devoniyen) yaşını vermişlerdir. Bölgede Neojen'de meydana gelen genişlemeli rejim ve Miyosen sonrası oluşan sağ yanal doğrultu atımlı faylanma, Eosen öncesi birimlerin ve özellikle de birkaç kez metamorfizma geçirmiş Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimlerin ilişkilerini anlamayı güçleştirmektedir (Okay vd. 1996). Arazi ilişkileri gözönüne alındığında ise Bağırkaç granitoyidi, Kalabak Formasyonu'nun üzerine bindirmeli olarak gelmektedir.

Kalabak formasyonu, ilk defa Radelli (1970) tarafından Kalabak Köyü (Edremit-Balıkesir) yöresinde "Kalabak şistleri" olarak tanımlanmıştır. Kalabak formasyonu, çalışma sahasının dışında Prekambriyen yaşlı Kazdağ masifinin litolojik birimlerini açısız uyumsuzlukla üzerler. İnceleme alanının güneyinde ise üzerine bindirmeli olarak

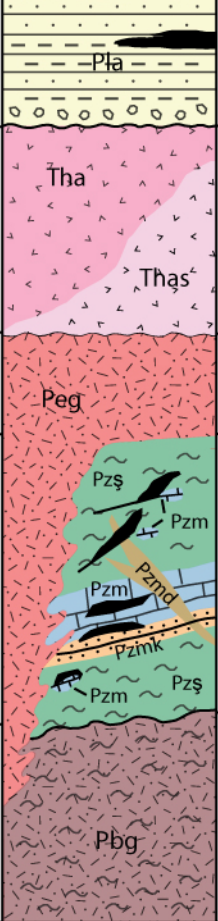
Bağırkaç granitoyidi gelmektedir. Kuzeyde ise Kalkım volkanitleri ve Akköy formasyonu ile açılal uyumsuzlukla örtülmüştür (Tufan 1993). Kalabak şistleri özellikle Yücelay (1976), Çetinkaya vd. (1983a, b), Tufan (1993) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Yazarlara göre; kayaç birlikteliği olarak çoğunlukla killi şist, biyotit şist, serizit-klorit şist, klorit şist ve serizit-grafit şist şeklinde görülen Kalabak şistleri, metakumtaşı, mermer, serpantin ve metadiyabaz mercekleri içerir. Metakumtaşı mercekleri Bağırkaç sahasında görülmemekle birlikte Handeresi sahasında oldukça bol şekilde yüzeyler. Bölgede görülen serizit-grafit şistler çok ince şistozite düzlemlerine sahip (1 mm-1 cm) ve yapraklanma yüzeyleri boyunca çok kolay ayrılabilir. Şistoziteye uyumlu, bazen de şistoziteyi keser şekilde ince kuvars damarcıklarına sıkça rastlanır. Mineral bileşimi olarak kuvars, serizit ve grafit bantları ile birlikte biyotit, muskovit, albit, kalsit, klorit ve opak minerallerden oluşur. Metakumtaşları, şist seviyesi içinde merceksi seviyeleri temsil etmektedir. Açık gri, grimsi beyaz ve açık gri-yeşil renkte olup orta-iri tanelidir. Oldukça silisleşmiş olup içindeki koyu minerallerin belirgin bir lineasyon gösterdiği bu kayaç yer yer oldukça kalın, yer yer de oldukça incedir. Mineralojik olarak, kuvarslar, plajiyoklazlar, killeşme gösteren alkali feldispatlar, epidot damarcıkları, serizit, klorit ve aksesuar olarak da rutil ve opak mineraller bulunmaktadır. Kötü boylanmalı olup taneleri çok az yuvarlaklaşmıştır. Kırıntılı bileşenler, birbirlerine kil mineralleri, serizit ve klorit pulcukları ile birlikte kriptokristalin kuvars ile bağlanmıştır. Mermer ve kalk şistler, serizit-grafit şistler içerisinde mercekler şeklinde görülürler. 40-50 cm.'den 15-20 m.'ye kadar değişen kalınlıklarda ve birkaç metreden birkaç yüz metreye ulaşan genişliklerde izlenirler. Mermerler, orta-iri taneli kalsit minerallerinden oluşur. Basınç ikizleri gösteren iri kristallerin etrafı, kataklazma sonucu mikrokristalin kalsit kristalleri ile çevrilmiştir. Kayaçta tali olarak %5 oranında serizit gözlenmiştir. Kalk şistler muhtemelen killi karbonatların metamorfizması ile oluşmuş olup, düzenli foliyasyon düzlemlerine sahiptirler. Bileşen olarak, kalsit minerallerinin yanı sıra az miktarda (%10-15) serizit, kuvars, muskovit ve klorite rastlanır.

Eybek plütönu, Tufan (1993), Andiç ve Kayhan (1996), Pehlivan ve Çetin (1997) ve Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır. İ18 paftası içerisinde geniş bir alanda izlenen plütönu Edremit-Kalkım arasında yüzlek verir.

Yazarlara göre, genellikle beyazımsı ile kırmızımsı renklerde görülen plüton hipidiyomorfik kristalen dokuludur. Bileşimsel olarak granit, kuvars monzonit ve granodiyoritlerden oluşan plütonda ana mineral bileşimi olarak kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz (çoğunlukla albit-andezin türünde), biyotit, hornblend ve ojit, tali mineral olarak ise sfen, zirkon, apatit ve opak mineraller bulunmaktadır. Bazı kesimlerde değişen oranlarda alterasyona uğrayan kayalar çoğunlukla arenalaşmış ve kumsu bir görünüm sergilemektedir. Bu birimler aplitik damarlar tarafından sıklıkla kesilmiştir.

Kalkım volkanitleri, Yücelay (1976), Çetinkaya vd. (1983a, b), Tufan (1993), Andiç ve Kayhan (1996) ve Pehlivan ve Çetin (1997) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Tufan (1993) tarafından isimlendirilen “Kalkım volkanitleri”, bölgede çalışan Krushensky (1976) tarafından “Hallaçlar formasyonu” olarak adlandırılan birime karşılık olarak kullanılmıştır. Yazarlara göre; Paleozoyik yaşlı Bağırkaç granitoyidi ve metamorfitlet üzerine uyumsuz olarak gelir. Üstten ise Akköy formasyonu tarafından açışal bir uyumsuzlukla örtülür. Riyolit, dasit, andezit, trakiandezit, ignimbirit, tuf ve aglomeralarla temsil edilirler. Arazide görülen andezit ve trakiandezitler kırmızımsı kahve, koyu kahve ve yeşilimsi renklerde görülürler. Andezit ve trakiandezitlerde plajiyoklaz, alkali feldispat, kuvars, hornblend, apatit, rutil ve opak mineraller (pirit ve manyetit) ile ikincil kuvars ve hamur malzemesinden oluşmuşlardır. Hamur malzemesi, plajiyoklaz mikrolitleri, mikrokristalen taneler şeklinde kuvars, biyotit, hornblend ve kısmen kloritleşme, kaolinleşme gösteren devitrifiye volkanik camdan meydana gelmiştir.



ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİL
SENZOZOYİK		KUVATER NER	HOLOSEN						
PALEOZOYİK	MESOZ.	PERMOTRIYAS	TERSIYER	Pliyosen	Akköy	250 - 300		<p>Alüvyon</p> <p>Çapraz tabakalanmalı kumtaşı</p> <p>Linyit arakatlı kilitaşı ve marn</p> <p>Gevşek çimentolu konglomera</p>	<p>Pecten reghiensis</p> <p>Pecten benedictus</p> <p>Ostrea offedulis</p> <p>Ostrea fibriata</p>
				Orta Milyosen	Kalkım Volkanitleri	± 500	<p>Sarımsı beyaz renkli çatlaklı, yer yer tabakalanmalı tüft</p> <p>Kahverengimsi yeşil renkli çatlakları limonit sıvamalı aglomera</p> <p>Grimsi yeşil renkli, saçılmalı pirit içeren çoğunlukla altere andezitler (Thas : silisleşmiş)</p>	<p>Açık-koyu gri, pembemsi renkli altere granit, granodiyorit ve monzodiyorit</p>	<p>Pzm : Karbonatlı kayaçlar</p> <p>Pzmd : Metadiyabaz daykları</p> <p>Pzmk : Meta kumtaşları</p> <p>Pzş : Epidot-serizit grafitişit Serizit şist</p> <p>Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri</p>
	DEVONİYEN		Bağırkaç granitoidi	Üst Olig.- Alt Mily.	Eybek granitoidi	± 1100	<p>Koyu renkli, bazı örnekleri foliyasyonlu, diyorit ve granodiyoritler</p> <p>Bu birim tektonik olarak Kalabak formasyonu üzerine bindirmelidir.</p>		

Şekil 5.1 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Tufan 1993'den değiştirilerek alınmıştır)

Çalışma alanları, bölgede açılan galeriler göz önüne alınarak Handeresi bölgesi, Bağırkaç bölgesi ve Fırıncık dere bölgesi olarak ayrılmıştır. Bu çalışma alanlarında jeolojik incelemeler ağırlıklı olarak şistler, metakumtaşları, kuvarsitler ve mermerlerin oluşumları ve bunların mineralojik-petrografik ve cevher içeriklerine dayanılarak ayırtılmasına yönelik yapılmıştır. Ayrıca bölgede görülen en yaşlı birim olan Bağırkaç granitoidi ve cevherleşmeyle ilişkisi açısından tartışılacak olan Eybek plütunu ve Kalkım volkanitleri de diğer çalışma alanlarını oluşturmaktadır. Yukarıda anlatılan

kısımla da bütünlük olması açısından yapılan jeolojik ve petrografik incelemeler aşağıda yaşlıdan gence doğru verilecektir.

### 5.1 Bağırkaç Granitoyidi'nin Genel Jeolojisi

Bağırkaç granitoyidi, İ18-a3 paftasının bir kısmı ile İ18-d2 paftasının büyük bir kısmını oluşturmaktadır. Güneyde Havran ilçesi ile kuzeyde ise Karaydın, Kalabakbaşı ve Kıraçoba köyleri ile sınırlanmakta olup iki ayrı bölgede yüzlek vermektedir (Şekil 4.2). Devoniyen yaşlı olduğu daha önceki çalışmalarda (Okay vd. 1996) belirtilmiş olan granitoyid kökenli olan bu birim, bölgedeki en yaşlı birim olmasına karşın bindirmeyle sistlerin üzerine geldiği için arazide en yüksek kotta görülmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Zayıf foliyasyon gösteren Bağırkaç granitoyidi

Bağırkaç granitoyidi üzerinde yapılan makroskobik incelemelerde kayacın genellikle sarımsı kahverengi renklerde olduğu belirlenmiştir. Zayıf foliyasyon düzlemlerine sahip olan kayaçta, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz ve muskovit taneleri belirgin olarak görülmektedir. Bazı kayaçlarda ise şistozite düzlemlerine paralel veya bunları keser

şekilde ikincil kırılanmalar ve bunların içini dolduran kuvars ve kalsit damarları da izlenmektedir (Şekil 5.3).

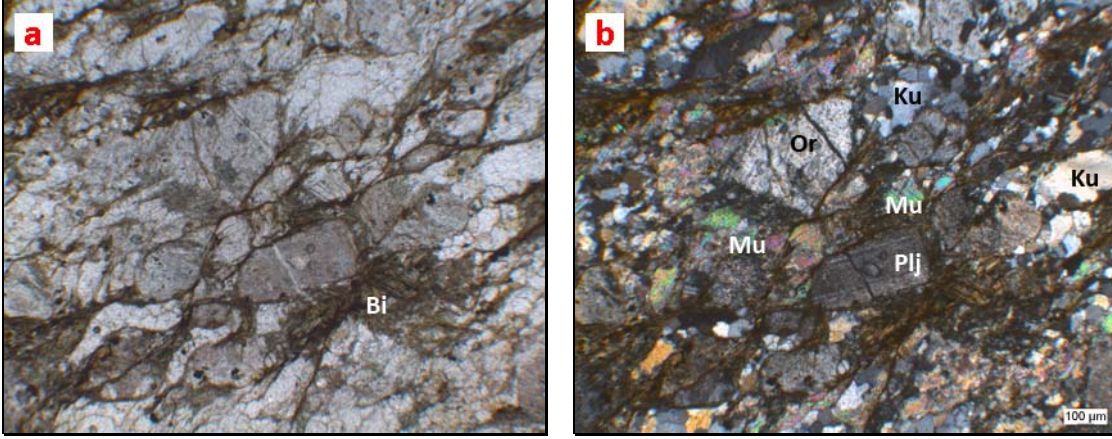


Şekil 5.3 Bağırkaç granitoyidi el örnekleri

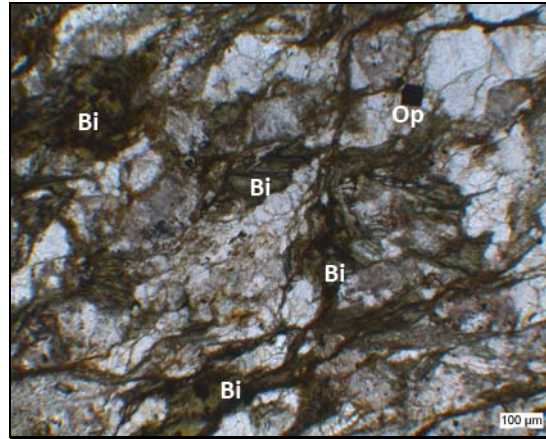
## 5.2 Bağırkaç Granitoyidi'nin Petrografik İncelemesi

Polarizan mikroskopla yapılan incelemelerde bu kayacın başlıca kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ve muskovitlerden oluştuğu görülmüştür. Kuvarlar, özşekilsiz ve inceden iri taneliye kadar değişik boyutlarda görülmekte olup, dalgalı sönmeleriyle tipiktirler. Ortoklazlar, özşekilsiz ve genellikle iri taneli olarak izlenmektedir. Bazı kesitlerde ortoklazlarda kırılanmalar meydana gelmiştir. Tipik olarak killeşme bazen de serizitleşme gösteren ortoklazlar, plajiyoklazlara göre kesitlerde daha bol miktarda bulunmaktadır. İnce kesitlerde az miktarda görülen plajiyoklaz taneleri yarı özşekilli ve orta tane boylarıyla izlenmektedir. Tipik olarak polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz tanelerinde kırılanmalar ve ikiz lamellerinde oynamalar meydana gelmiştir (Şekil 5.4). Biyotitler yoğun şekilde kloritleştikleri için kesitlerde çok net izlenememektedir. Kahverengimsi renklerde görülen biyotitler, kloritleşmenin etkisiyle yeşilimsi renkler almışlardır ve kesitlerde genellikle sıvamalar şeklinde izlenmektedirler (Şekil 5.5). Genellikle ince-orta taneli olan muskovitler, yarı özşekilsiz bir yapı sunmaktadırlar. Yüksek girişim renklerine sahip olan muskovitlerin bir çoğunda tek yönde dilinimleri net olarak görülmektedir. Maruz kaldıkları basınçtan dolayı kıvrımlanmış şekilde görülen muskovitler, diğer minerallerle birlikte zayıf da olsa bir

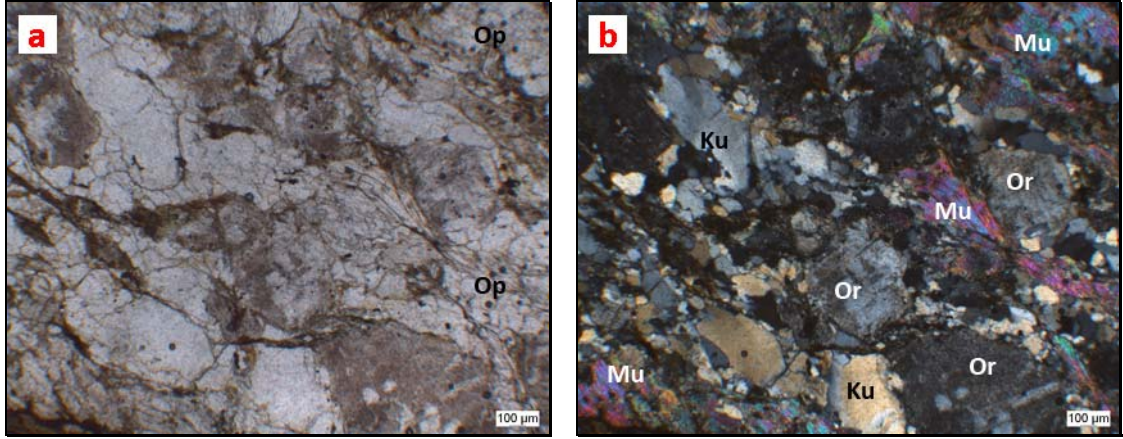
yönlendirme göstermektedirler. Bunların dışında kesitlerde nadiren görülen, saçılım şeklinde, ince taneli ve kare şekilli opak mineraller izlenmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.4 Granitoid içinde kuvars, ortoklaz, muskovit, kloritleşmiş biyotit ve kırılıp, ikiz lamellerinde oynamalar görülen plajiyoklaz taneleri (Örnek No : BG\_GR01A). (Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Mu : muskovit, Bi : biyotit, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.5 Yoğun kloritleşme gösteren biyotitler ve kare şekilli opak mineral tanesi (Örnek No : BG\_GR01A). (Bi : biyotit, Op : opak mineral (pirit)). (çift nikol)

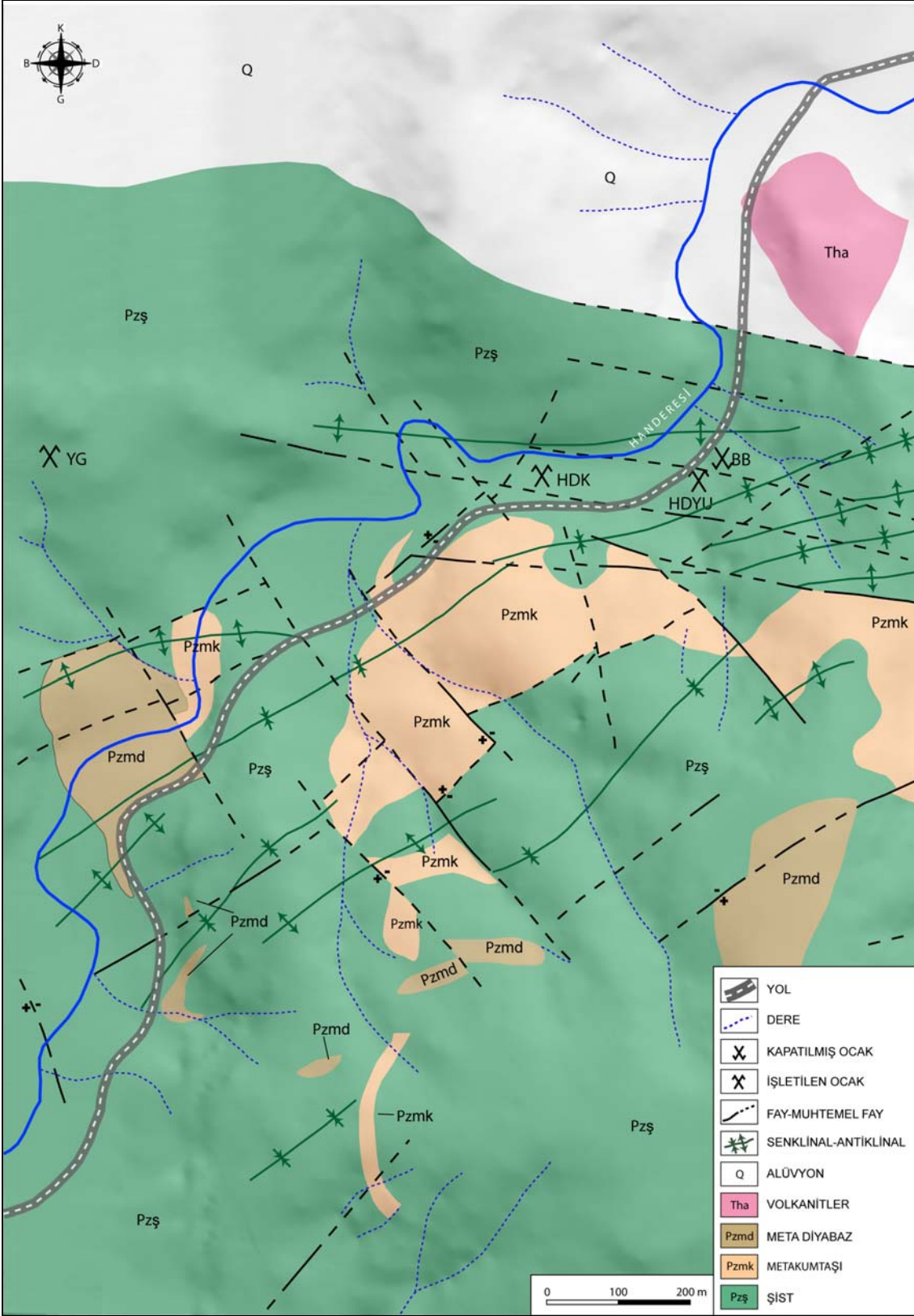


Şekil 5.6 Kuvars, ortoklaz, muskovit ve ince taneli opak mineraller (Örnek No : BG\_GR01A). (Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Mu : muskovit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol)

### 5.3 Handeresi Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

Handeresi bölgesi Kalkım beldesinin yaklaşık olarak 10 km güneyinde bulunmaktadır. Bölgede bulunan galeriler, Handeresi Yol Üstü galerisi (HDYU) ve Derekenarı (HDK) galerisi (toplam 790 m.) (EK 1), Yarma galeri (YG) (70 m.) (EK 2) ve daha önceden deneme amaçlı açılmış ve terk edilmiş Bakır Baca (BB) (40 m.) (EK 2) galerileridir. Bölgedeki başlıca kayalar, şistleri, metakumtaşları, metadiyabazları, kuvarsitleri ve mermerleri içinde barındıran metamorfik bir seri ve cevherli kayalardır (Şekil 5.7).

Çok farklı doğrultulara sahip olmalarına rağmen bölgesel ölçekte fayların genel doğrultuları KD-GB yönelimlidir. Bölgedeki cevherleşmelerin konumları da genellikle bu doğrultulara az çok uyum sergiler. Handeresi ve civarında gözlenen bu faylanmalar, antiklinal ve senklinal oluşumları ile ilişkili kırılanmalar ve şistozite düzlemleri, cevherlerin yerleşimleri için bölgedeki uygun alanlar oluşturabilir. Bölgedeki şistlerde görülen şistozite düzlemleri ise çoğunlukla  $K30^{\circ}-70^{\circ}D$ ,  $20^{\circ}-72^{\circ}KB$  iken, nadiren  $K30^{\circ}B$ ,  $25^{\circ}KD$  yönelimlidir.



Şekil 5.7 Handeresi bölgesinin jeoloji haritası (Yücelay 1976). (Galeriler ayrıca eklenmiştir)

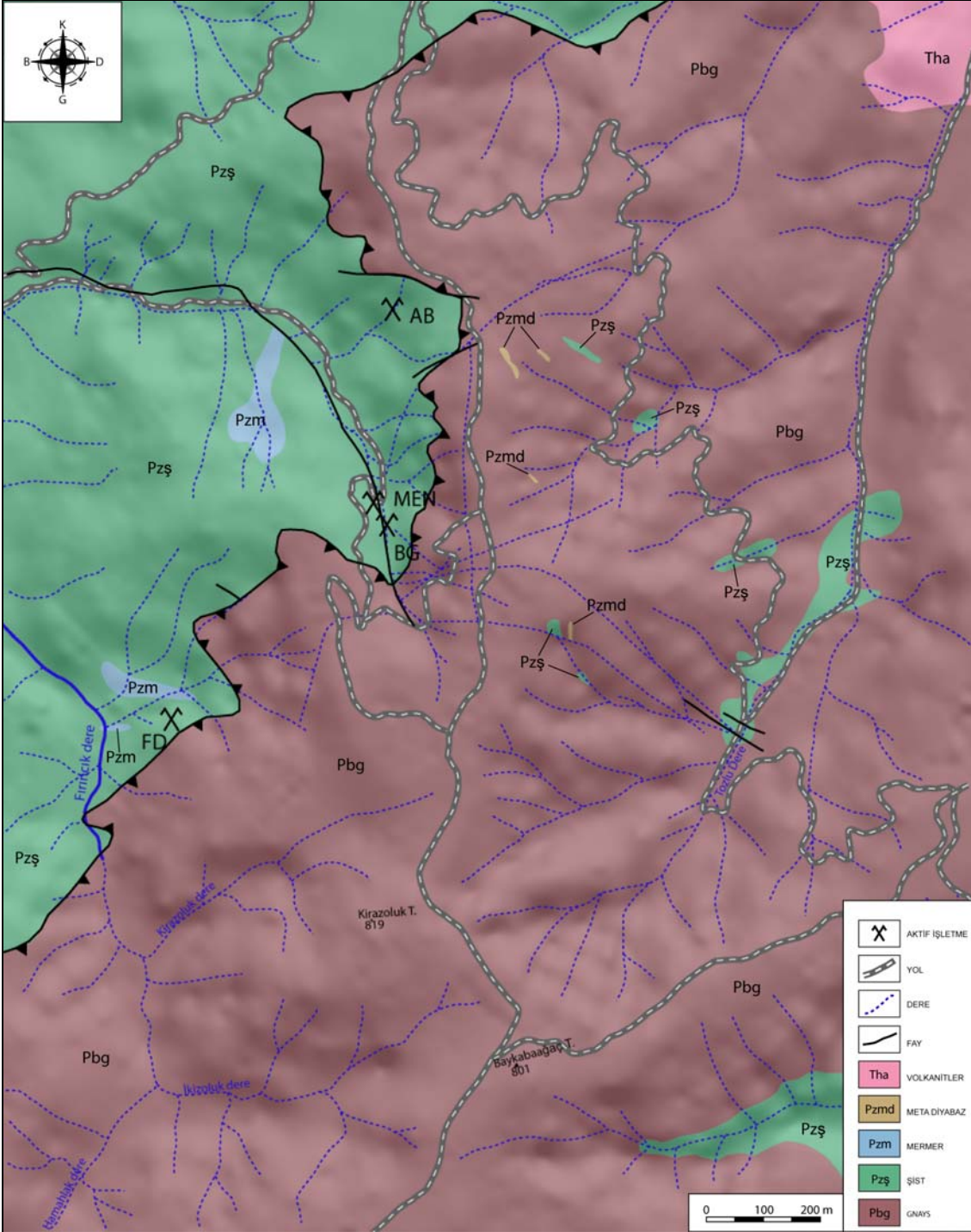
#### **5.4 Bağırkaç Bölgesi'nin Genel Jeolojisi**

Bağırkaç bölgesi Kalkım beldesinin yaklaşık olarak 15 km güney-güneydoğusunda bulunmaktadır. Bölgede bulunan galeriler, Bağırkaç (Desandre) galerisi (BG) (730 m.) (EK 3), Menderes galerisi (MEN) (175 m.) (EK 4) ve Alibey (AB) (200 m.) (EK 5) galerisidir. Bölgedeki başlıca kayalar, şistleri, metakumtaşları, ve mermer merceklerini içinde barındıran metamorfik bir seri ve cevherli kayalardır (Şekil 5.8).

Bölgede görülen fayların genel konumları KB-GD yönelimlidir. Bağırkaç bölgesindeki cevherleşmelerin konumları da genellikle bu doğrultulara az çok uyum sergiler. Özellikle Bağırkaç (Desandre) galerisinde görülen ana cevherleşme KB-GD yönelimli, iki tarafı faylarla kontrol edilen bir yapı sunmaktadır. Bununla birlikte faylanmaya paralel şekilde yer alan şistozite düzlemleri de yine cevherleşme için uygun ortamları sağlamıştır. Bölgedeki şistlerde görülen şistozite düzlemleri ise çoğunlukla  $K50^{\circ}-65^{\circ}B$ ,  $30^{\circ}-53^{\circ}KD$  yönelimlidir.

#### **5.5 Fırıncık Dere Bölgesi'nin Genel Jeolojisi**

Fırıncık bölgesi Kalkım beldesinin yaklaşık olarak 20 km güneyinde yer almaktadır. Bölgede Fırıncık dere galerisi (FD) (365 m.) (EK 6) bulunmaktadır. Başlıca kayalar, şistler, karbonat mercekleri ve cevherli kayalardır. Bölgedeki faylar çeşitli konumlarda olup, genellikle doğrultuları  $KD-GB$  ve  $KB-GD$  iken şistlerin şistozite düzlemleri  $K10^{\circ}-75^{\circ}D$ ,  $28^{\circ}-40^{\circ}GD$  yönelimlidir. Galeri çevrelerinin yoğun ormanlık alan altında olması, bu bölgede yapılan çalışmaların galeri ile sınırlı kalmasına yol açmıştır.



Şekil 5.8 Bağırkaç-Fırıncık bölgelerinin jeoloji haritası (Çetinkaya vd. 1983a) (Galeriler ayrıca eklenmiştir)

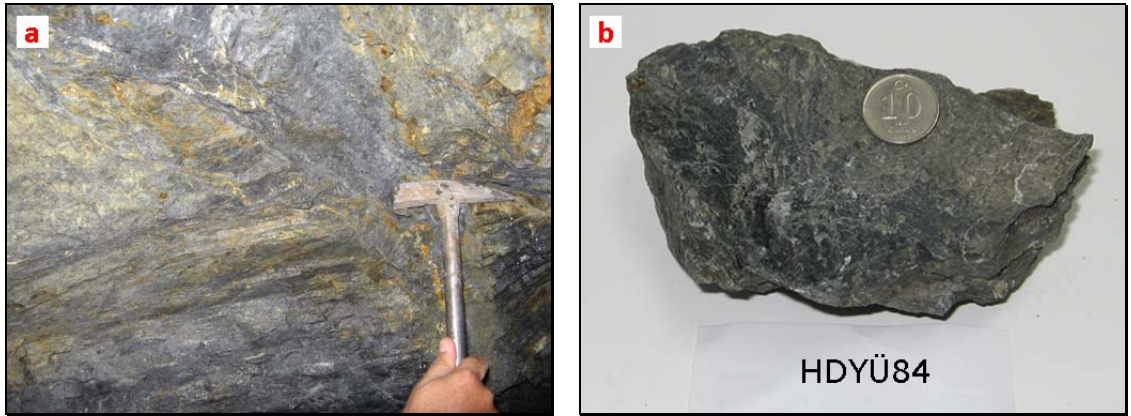


## 5.6 Handeresi, Bağırkaç ve Fırınıık dere B6lgeleri'nin Petrografik İncelemeleri

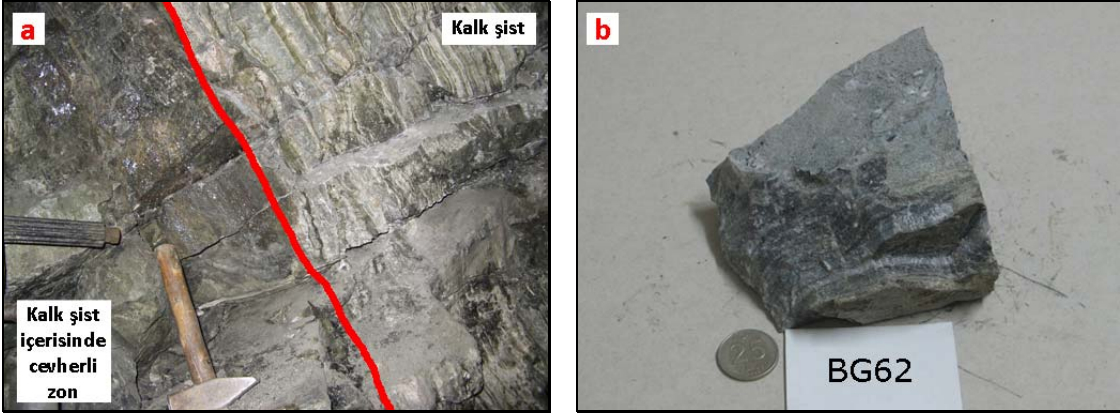
Gerek galeri çevreleri gerekse de galerilerde yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucunda elde edilen petrografik veriler aşağıda sunulmaya çalışılmıştır. S6z6 edilen b6lgelerin jeolojik ve litolojik açılardan birbirlerine benzerlikler olmasından dolayı petrografik incelemeler aynı başlık altında sunulacaktır.

### 5.6.1 şistler

İncelenen alanlardaki ve galerilerdeki şistler, epidot-serizit-grafit şist (şekil 5.9) ve sadece Bağırkaç b6lgesinde g6r6len kalk şistlerden (şekil 5.10) oluşur. Epidot-serizit-grafit şistler genellikle koyu yeşil-siyahımsı renklere g6zlenmekte olup belirgin şistozite d6zlemlerine sahip oldukları g6r6lm6řt6r.



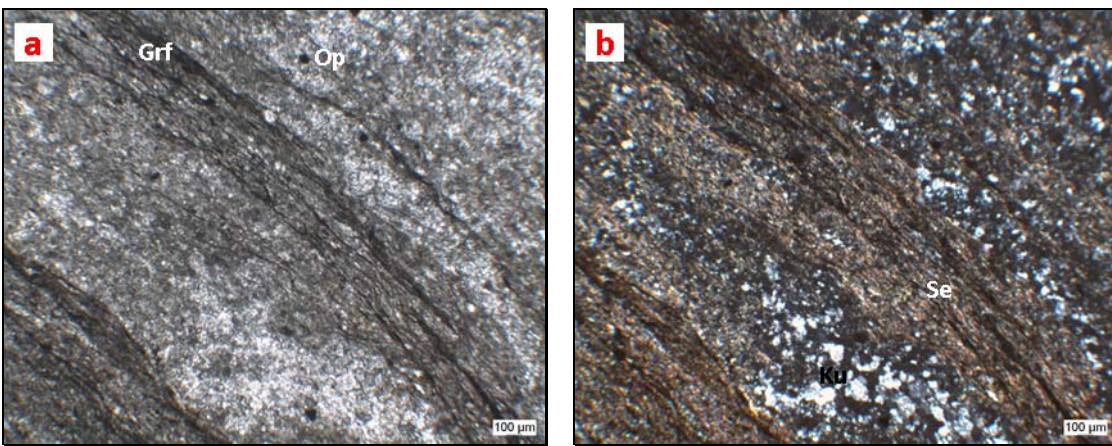
şekil 5.9 Handeresi Yol 6st6 galerisinde g6r6len epidot-serizit grafit şistler. (a : Galeri g6r6n6m6, b : El 6rneği g6r6n6m6)



Şekil 5.10 Bağırkaç galerisinde görülen kalk şistler ve içerisindeki cevherli zon (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü)

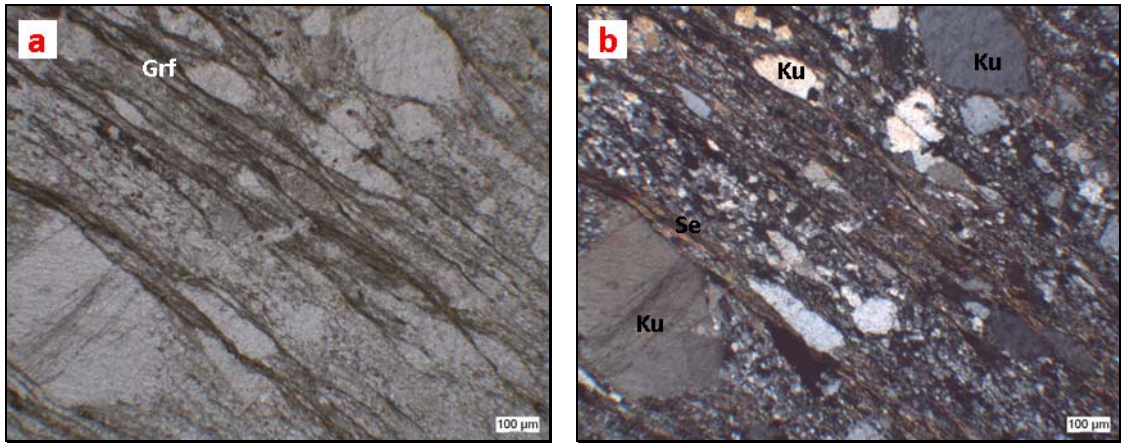
Derlenen epidot-serizit-grafit şist örnekleri üzerinde polarizan mikroskopta yapılan ince kesit incelemelerinde kayaçların temel olarak grafit, kuvars, serizit ve epidot minerallerini içerdikleri gözlenmiştir. Tali mineral olarak ise detritik zirkon taneleri ve ince taneli opak mineraller görülmektedir.

Grafitler, ince uzun taneler şeklinde olup, şistoziteye paralel sıralanmışlardır. Kesitlerde bol miktarda görülmektedir. Bazı kesitlerde şistoziteyi, grafit+serizit±epidot ve kuvars ardalanmaları oluşturmaktadır (Şekil 5.11). Bazen de grafitler kayaçlarda ağsal şekilde bulunmaktadır.

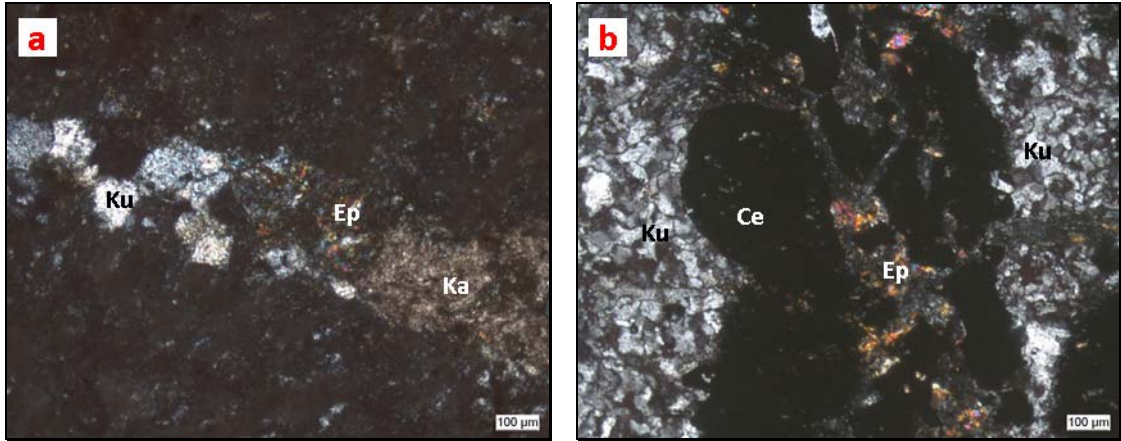


Şekil 5.11 Grafit-serizit toplulukları ve kuvars ardalanmaları. Grafit ve ilksel opak mineraller şistoziteye paralel dizilmiştir (Örnek No : MEN10). (Grf : grafit, Se : serizit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Kuvarslar, hem ince hem de orta tane boyları, özşekilsiz yapıları ve dalgalı sönmeleri ile tipiktirler. Bazen ince taneli şistozite düzlemleri arasında göz şeklinde kuvars toplulukları izlenmektedir (Şekil 5.12). Bazı kesitlerde grafitlerle birlikte kuvarslarda deformasyon etkisi ile kıvrımlanmalar meydana gelmiş olup “S” yapıları oluşmuştur. Bunun dışında, kesitlerde ikincil olarak kırık ve çatlakları doldurmuş şekilde kuvarslar, karbonatlar ve bunlara eşlik eden ikincil epidotlar görülmektedir. Bazen de kırık çatlaklardaki bu ikincil mineraller, cevher mineralleri ile birlikte bulunmaktadır (Şekil 5.13).

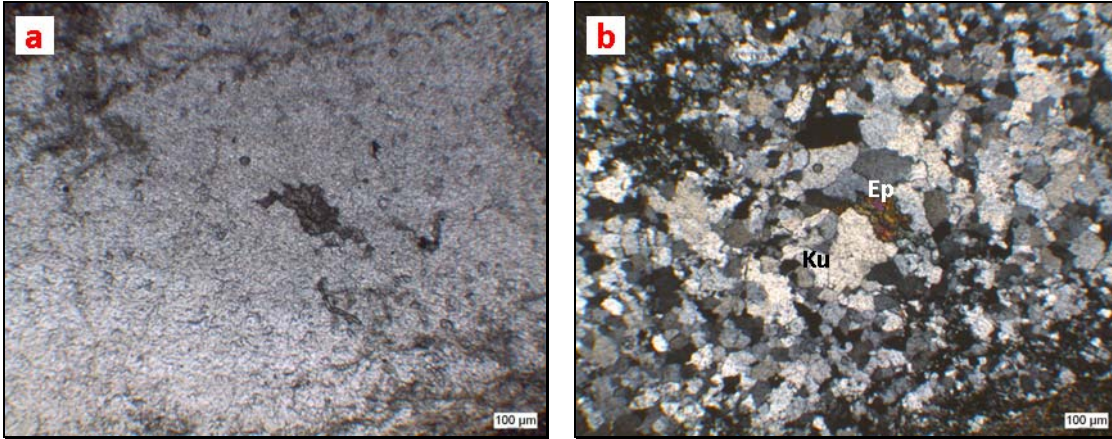


Şekil 5.12 Epidot-serizit-grafit şist içerisinde göz şeklinde görülen iri kuvars taneleri (Örnek No : BB5). (Grf : grafit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol)

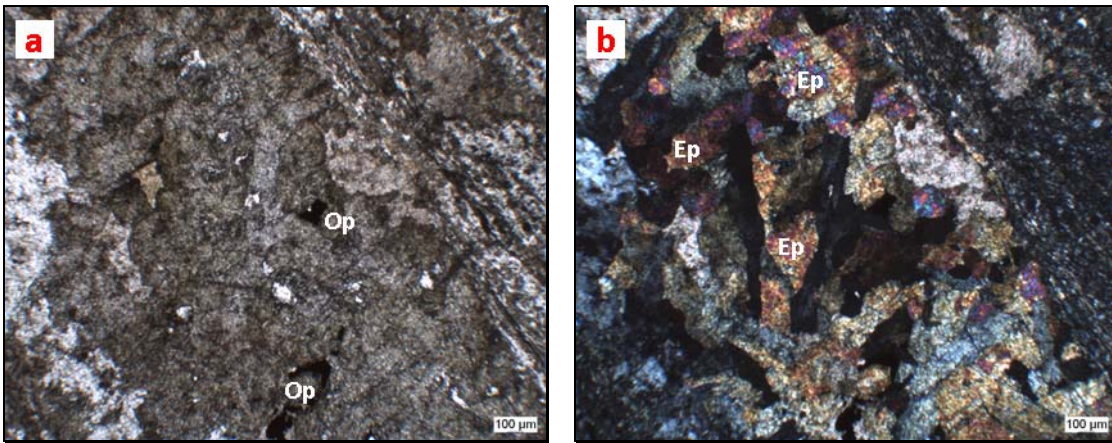


Şekil 5.13.a. Damar şeklinde görülen genç evre kuvars, karbonat ve epidot taneleri (çift nikol) (Örnek No : FD19), b. Damar şeklinde görülen cevher ve epidot mineralleri (çift nikol) (Örnek No : HDYU92). (Ku : kuvars, Ep : epidot, Ka : karbonat, Ce : cevher mineralleri)

Epidot grubu mineraller, genellikle ince-orta tane boyunda izlenmekte olup ve şistoziteye uyumlu bir şekilde sıralanmış olarak kuvarslarla birlikte görülmektedirler (Şekil 5.14). Bazen de cevher mineralleri içeren damarlar içerisinde kısmen daha iri taneler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.15). Epidotlarda yapılan mineral kimyası çalışmalarlarıyla klinozoisit ve pistazit türleri belirlenmiştir.



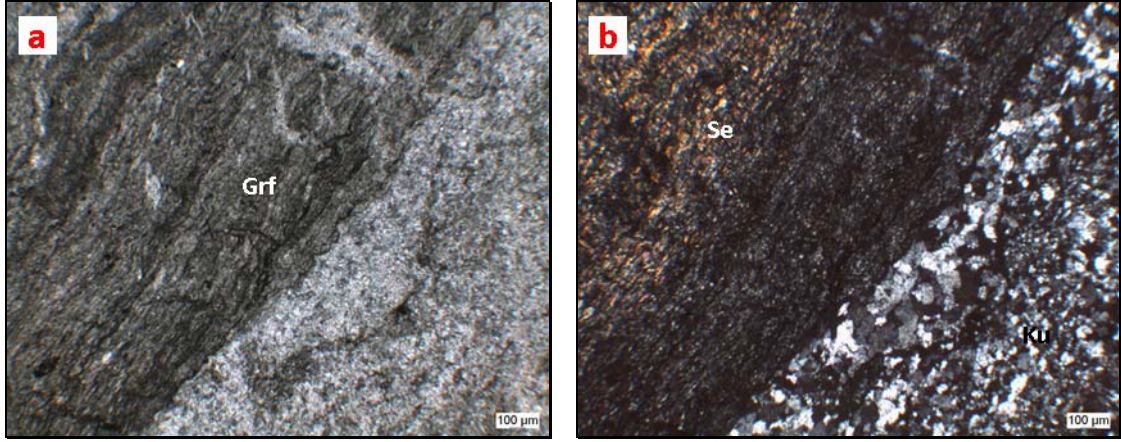
Şekil 5.14 Epidot-grafit-şist içerisinde kuvarslarla birlikte görülen ilksel epidotlar (Örnek No : MEN12). (Ku : kuvars, Ep : epidot). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.15 İçerisinde opak mineraller ve epidot taneleri bulunan ve şistoziteye paralel ve şistoziteyi kesen damarlar (Örnek No : FD7). (Ep : epidot, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol)

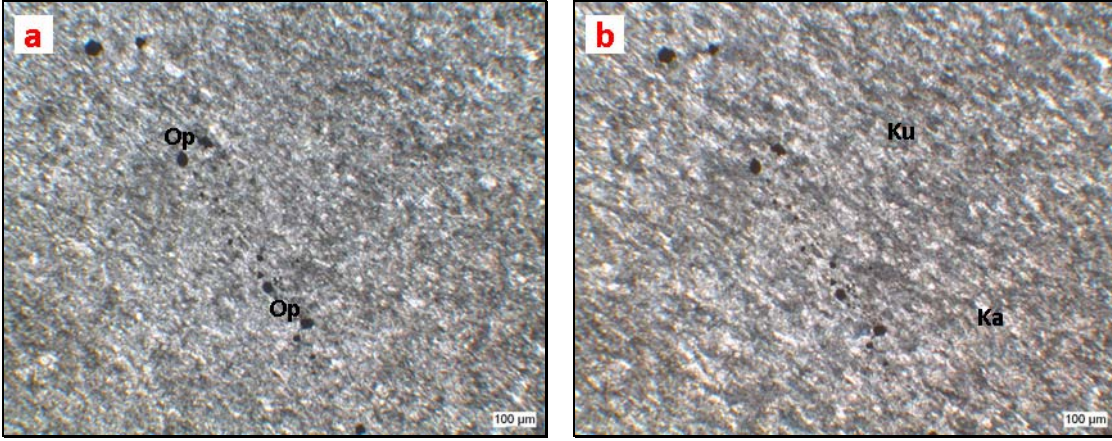
Serizitler, çok ince taneli pulcuklar halinde, yarı özşekilli-özşekilsiz olarak ve genellikle de grafitlerle birlikte görülmektedir (Şekil 5.16). Opak mineraller genellikle ince taneli yarı özşekilli veya özşekilsiz olarak yer almaktadırlar. Yapılan mineral kimyası

incelemelerinde bu minerallerin pirit, kalkopirit ve ilmenit oldukları tespit edilmiştir. Bazen şistoziteye paralel şekilde dizilen bu opak mineraller, bazen de saçılım şeklinde görülmektedir (Şekil 5.11).



Şekil 5.16 Grafit-serizit ve kuvars zonlarının görüldüğü şistozite düzlemi (Örnek No : MEN2). (Grf : grafit, Se : serizit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol)

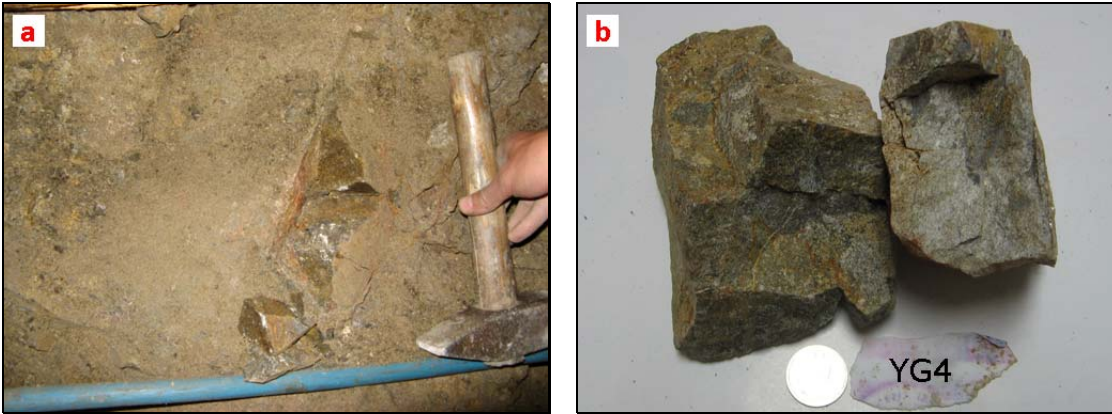
Bağırkaç bölgesinde görülen kalk şistler genellikle epidot-serizit-grafit şistlerle birlikte görülmektedir. Bölgeden alınan kalk şistlerin renklerinin çoğunlukla gri-beyazımsı gri renklerde oldukları ve belirgin şistozite düzlemlerine sahip oldukları gözlenmiştir. Yapılan mikroskobik incelemelerde tespit edilen ana mineraller yönlenmiş olarak görülen kalsit ve kuvars taneleridir. Tali mineral olarak ise yine şistozite düzlemlerine yaklaşık paralel olarak dizilmiş opak mineraller görülmektedir (Şekil 5.17). Bazı kalk şist örneklerinde ise ikincil kırık ve çatlaklar belirlenmiş olup, bunların bazen kuvars ve karbonat dolguları ile doldurulduğu belirlenmiştir.



Şekil 5.17 Kalk şist içerisinde şiztoziteye paralel dizilmiş opak mineraller (Örnek No : BG61). (Ku : kuvars, Ka : kalsit, Op : opak mineraller). (a : tek nikol, b : çift nikol)

### 5.6.2 Metakumtaşları

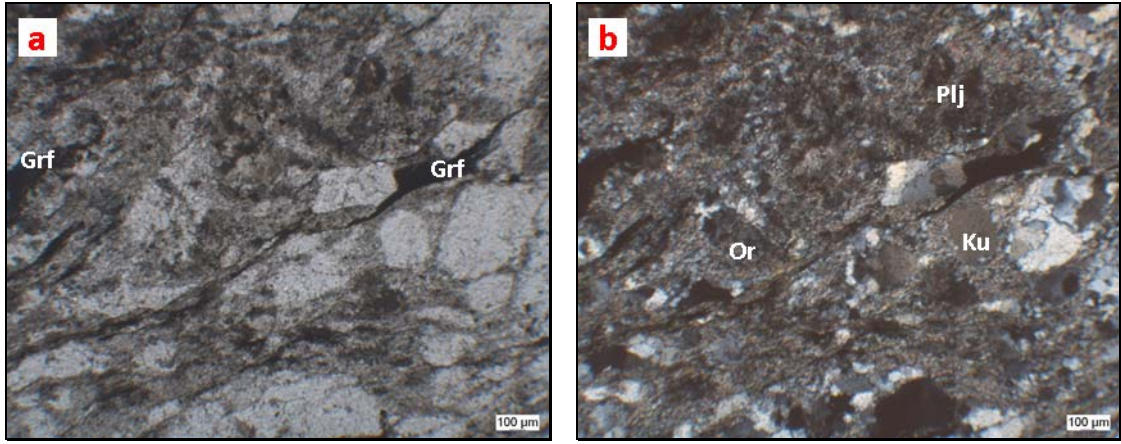
Metakumtaşları arazide farklı kalınlıklarda seviyeler halinde görülmektedirler. Genellikle sarımsı-kahverengimsi renklere sahip olan metakumtaşlarında şiztozite düzlemleri iyi gelişmemiştir (Şekil 5.18).



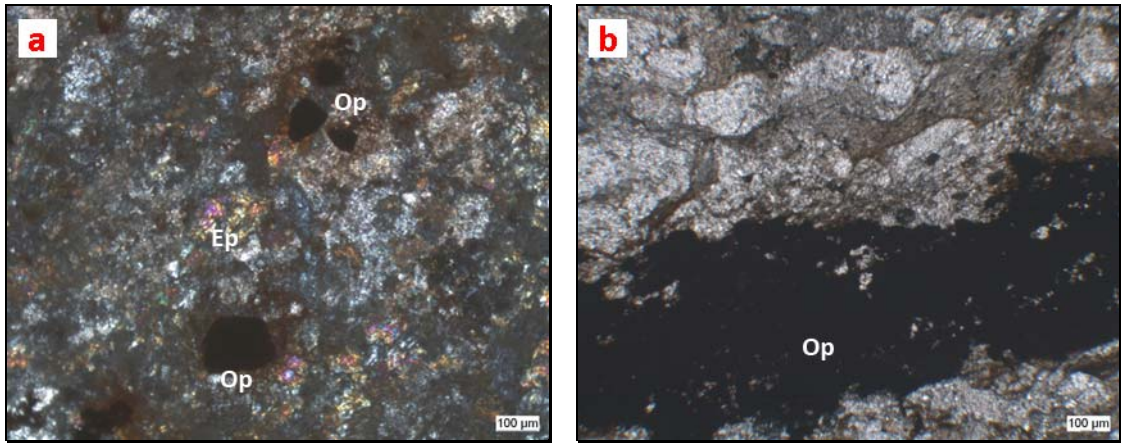
Şekil 5.18 Yarma galerisinde görülen sarımsı-kahverengi renkli metakumtaşları (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü)

İnce kesit incelemelerinde metakumtaşlarının başlıca kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz ve grafit minerallerini içerdikleri saptanmıştır (Şekil 5.19). Özellikle feldispat minerallerinde killeşmeler ve serizitleşmeler görülmektedir. Şistlere göre daha rijid bir kaya olan metakumtaşlarında kırık ve çatlaklanmalar daha net gözlenmektedir.

Bazı kesitlerinde ise metakumtaşlarında karbonatlaşmalar görülmekte, ayrıca hem saçılımlar şeklinde hem de damarlar şeklinde opak mineraller izlenmektedir (şekil 5.20). Bunun dışında tali olarak da ince taneli opak mineraller bulunmaktadır.



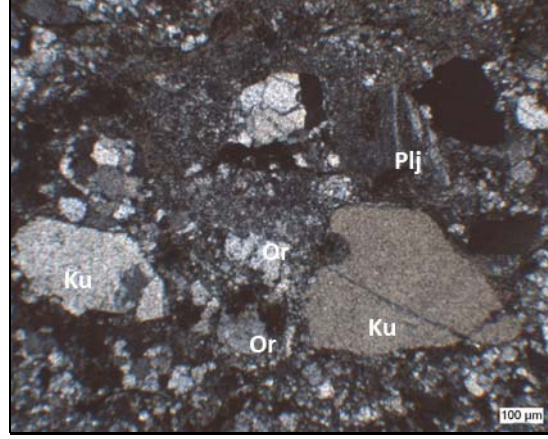
şekil 5.19 İçerisinde serizitlerin bulunduğu ince taneli bağlayıcıya sahip, grafit içeren tipik metakumtaşı (rnek No : YG3). (Grf : grafit, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : Çift nikol)



şekil 5.20.a. Karbonatlaşmış metakumtaşı içerisinde saçılımlar şeklinde görülen opak mineraller (ift nikol) (rnek No : YG4), b. Metakumtaşı içerisinde damar şeklinde görülen opak mineraller (tek nikol) (rnek No : YG5). (Op : opak mineraller, Ep : epidot)

Kuvarlar orta taneli, özşekilsiz olup, dalgalı snmeye sahiptirler. Alkali feldispatlar, ince-orta taneli, özşekilsiz ve bazen de basit ikizlenme göstermektedirler. Plajiyoklaz taneleri, orta taneli, polisentetik ikizlenme göstermekte olup yarı özşekilli ve çubuksu minerallerdir (şekil 5.21). Bağlayıcı maddesi çok ince taneli olup, serizit minerallerini

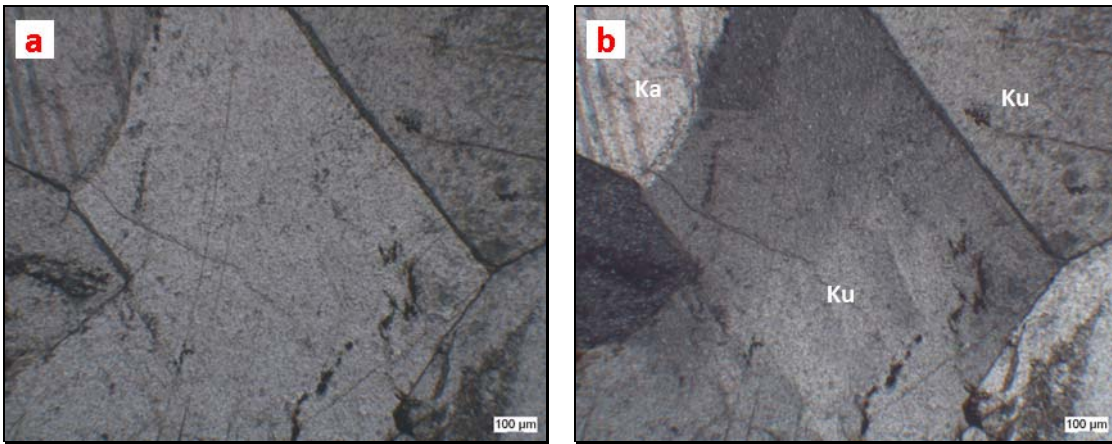
içermektedir. Bazı bölgelerde serizitler kıvrımlanmış şekilde ve ince taneli yapılarıyla tipik olarak görülmektedirler.



Şekil 5.21 İnce taneli bağlayıcıya sahip metakumtaşı (çift nikol) (Örnek No : YG5). (Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz)

### 5.6.3 Kuvarsitler

Kuvarsitler yalnızca Yarma Galeri’de görülmektedir ve kayaçların neredeyse tamamı kuvarslardan oluşmaktadır. İri taneli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren kuvarslar, bazen iri taneli ikincil kalsit damarları ile kesilmiş durumdadır (Şekil 5.22).

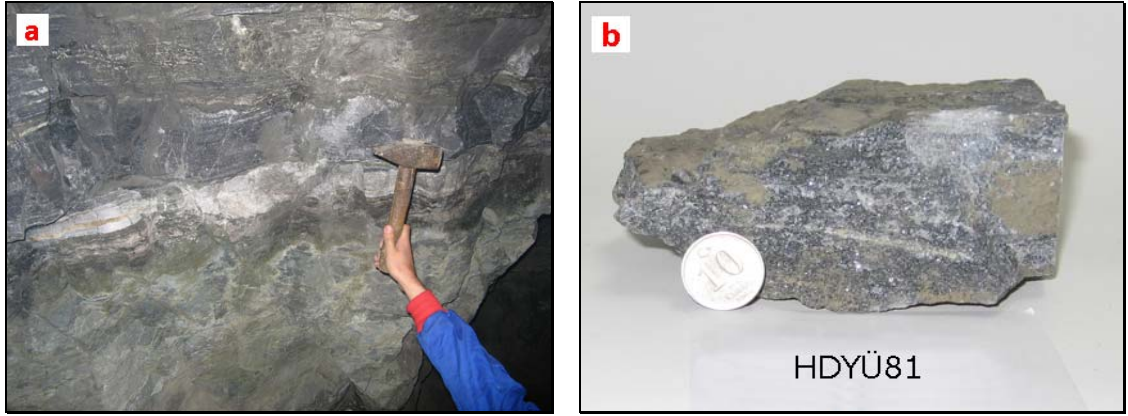


Şekil 5.22 Kuvarsit içerisinde görülen iri taneli kuvars ve kalsitler (Örnek No : YG2). (Ku : kuvars, Ka : kalsit). (a : tek nikol, b : çift nikol)

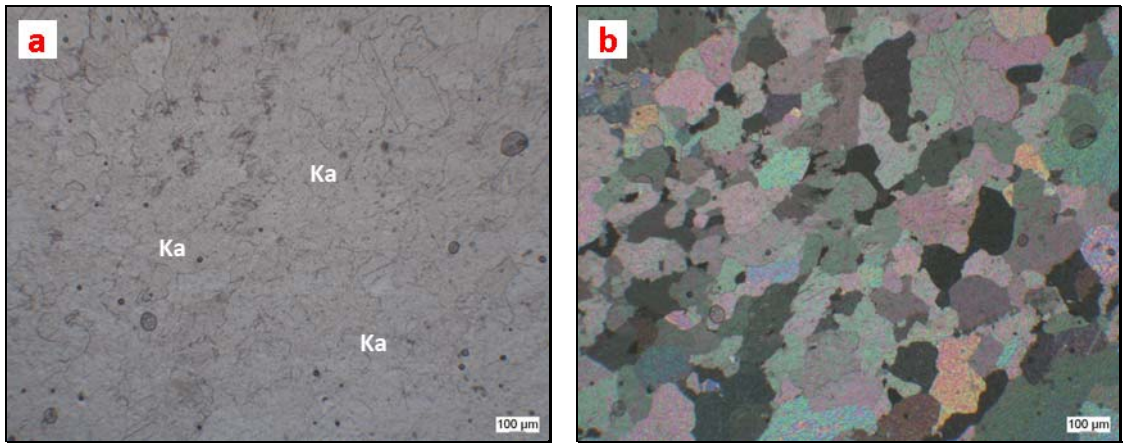


#### 5.6.4 Mermerler

Mermerler ise Handeresi ve Bağırkaç bölgelerinde görülmekte olup çoğunlukla mercekler şeklindedir (Şekil 5.23). Beyaz-gri-siyahımsı gri renklerde izlenen mermerlerin ana bileşimini kalsitler oluşturmaktadır. Yaklaşık eş boyutlu, iri taneli, yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösteren kalsitlerin çoğunlukla bulunduğu kesitlerde (Şekil 5.24), bazen de kuvars ve epidot (zoisit-klinozoisit) mineralleri görülmektedir. Bazı kesitlerinde, kırık ve çatlaklarda hafif demiroksit dolaşmış olan mermerlerin kırık ve çatlaklarında da daha sonraki evreleri temsil eden opak mineraller gözlenmektedir.



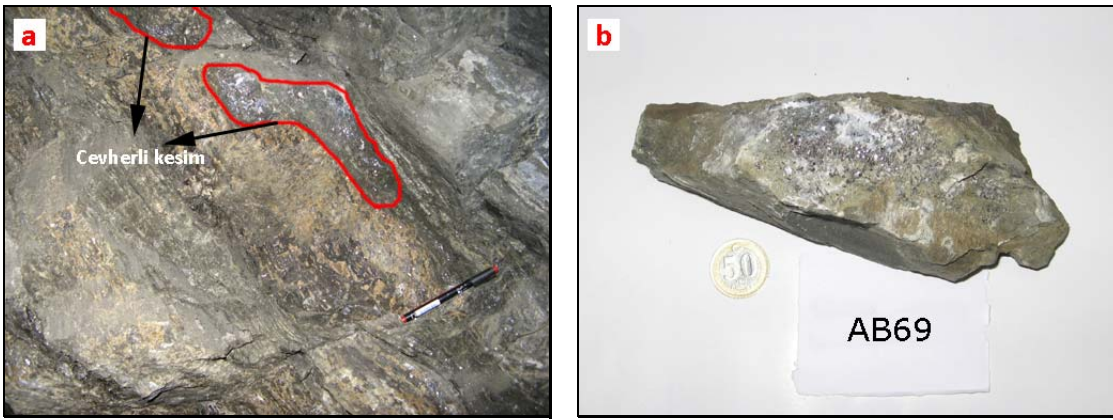
Şekil 5.23 Handeresi Yol Üstü galerisinde görülen mercek şekilli karbonat bantları (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü)



Şekil 5.24 Mozaik doku gösteren mermer (Örnek No : HDYU81). (Ka : kalsit). (a : tek nikel, b : çift nikel)

### 5.6.5 Cevherli kayaçlar

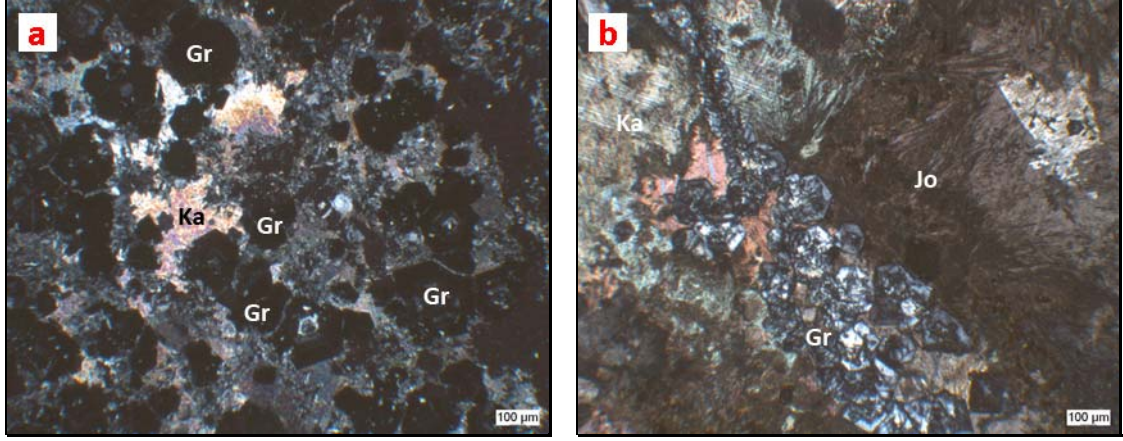
Cevherli kayaçlar arazide genellikle damar ve damarcıklar şeklinde izlenmektedirler. Cevher ve diğer mineral içeriklerine göre genellikle koyu renklerde görülen bu kayaçlar çoğunlukla şistler içerisinde ve şistlerle-mermer mercceklerinin dokanağında görülmektedir (Şekil 5.25). Başlıca gang minerali olarak granat, piroksen, epidot, sülfid minerali olarak ise galenit ve sfalerit ile ayrıca cevherle ilişkili karbonat ve kuvars ve ince taneli opak minerallerden oluşmaktadır (Akıska vd. 2010a).



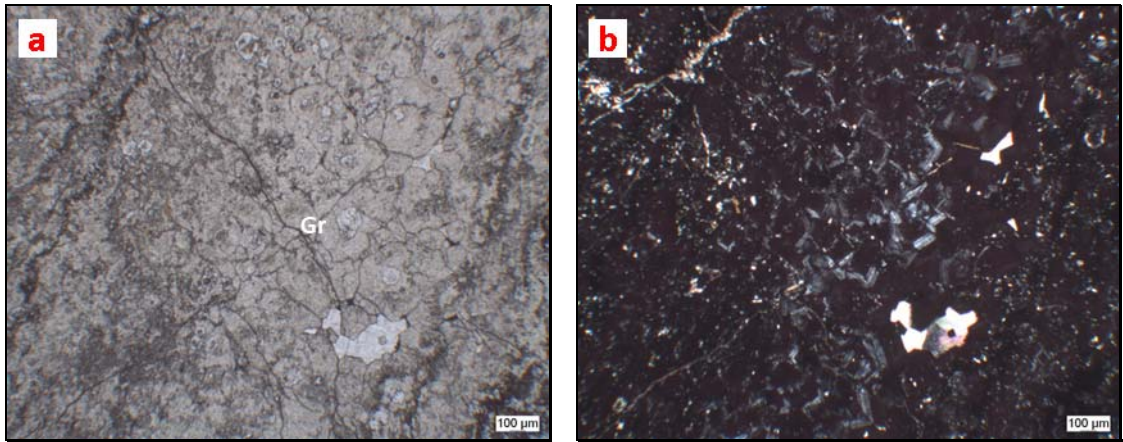
Şekil 5.25 Alibey galerisinde görülen şistozite düzlemlerine uyumlu cevherli kayaçlar. (a : Galeri görünümü, b : El örneği görünümü)

Granatlar, kesitlerde özşekilli-yarı özşekilli, inceden-iri taneliye kadar değişen boyutlardadır ve hem izotrop hem de anizotrop özellikler sergilemektedirler (Şekil 5.26). İzotrop granatlar genellikle orta-iri tane boyutlarında görülürken, anizotrop granatlar ince-orta tane boyutlarında görülmektedir. Bazı izotrop granatların kenarlarında anizotrop granatlar görülürken, bazı granatlarda merkezden dışa doğru ise birkaç kere izotropi-anizotropi özelliği görülmekte ve granata zonlu bir yapı kazandırmaktadır (Şekil 5.27). Ayrıca birkaç kesitte de izotrop granat içerisinde anizotrop granat kapanımı da görülmektedir (Şekil 5.28). Granatlar, bazen kuvars ve karbonat damarları içerisinde sıralı bir şekilde izlenirken bazen de kesit içerisinde dağılmış şekilde ya da kümelenmiş şekilde izlenmektedirler. Genellikle renksiz görülen granatlar bazı kesitlerde yeşil renkli, yüksek rölyefli ve izotrop karakterde

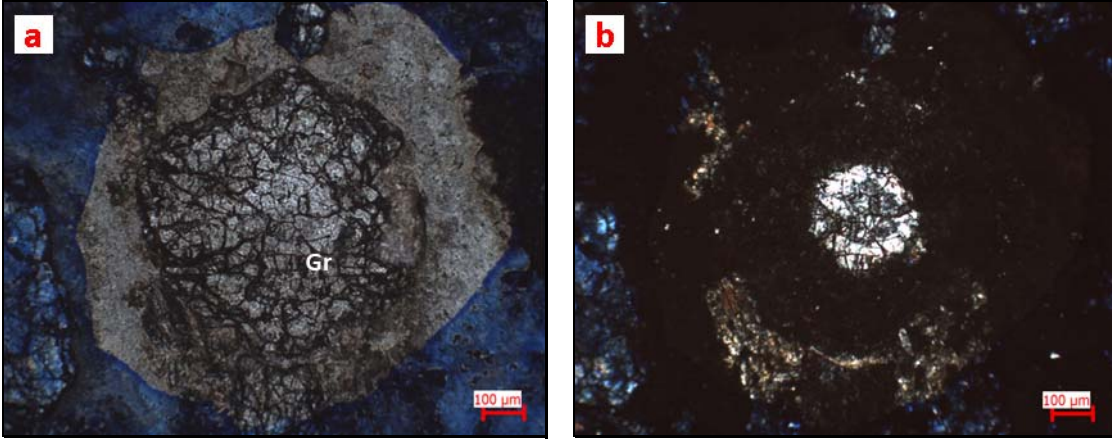
izlenmektedirler (Şekil 5.29). Bazı granatların kenar zonlarında epidotlaşmalar, bazı granatların da kırık çatlaklarında ikincil karbonat dolguları görülmektedir.



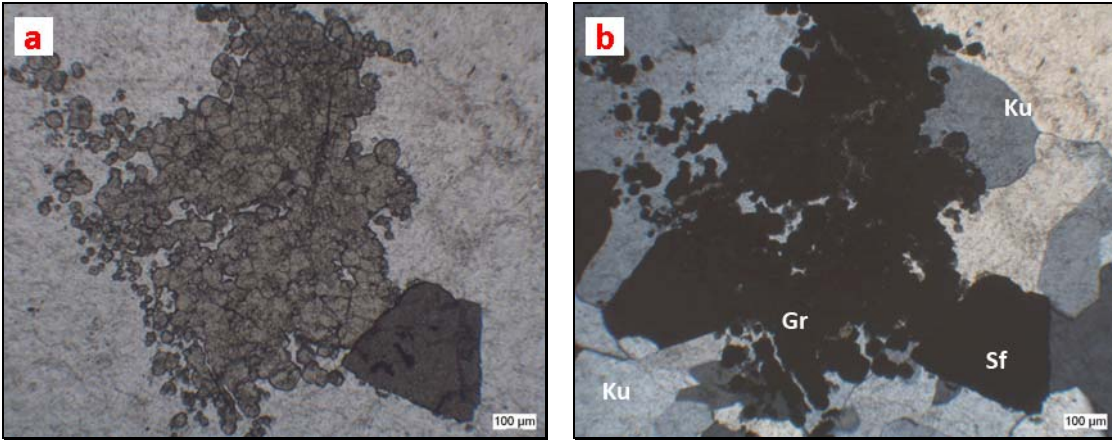
Şekil 5.26.a. Cevherli kayaçlarda görülen ince-orta taneli izotrop granatlar (çift nikol) (Örnek No : HDYU98), b. Cevherli kayaçlarda görülen ince-orta taneli anizotrop granatlar (çift nikol) (Örnek No : HDYU99). (Gr : granat, Ka : kalsit, Jo : johansenit)



Şekil 5.27 Cevherli kayaçlarda görülen damar şeklinde dizilmiş zonlu granatlar (Örnek No : HDYU87). (Gr : granat). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.28 İçerisinde anizotrop granat kapanımı görülen iri taneli izotrop granat (Örnek No : BG66) (Gr : granat). (a : tek nikol, b : çift nikol)



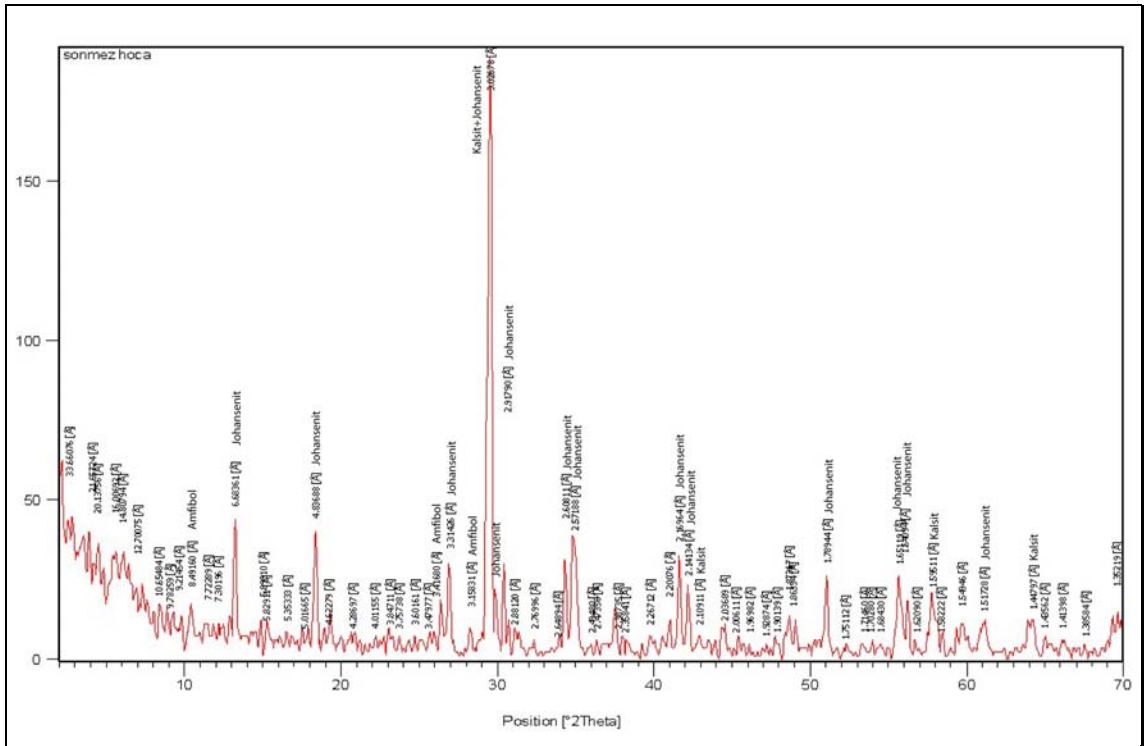
Şekil 5.29 Yeşil renkli, yüksek optik engebeye sahip ince taneli granatlar (Örnek No : HDK90) (Gr : granat, Sf : sfalerit, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Yapılan incelemelerde iki tür piroksen grubu minerale rastlanmıştır. Johansenit türü mineraller özellikle Handeresi Yolüstü galerisinde makroskobik boyutta net olarak izlenebilmektedir (Şekil 5.30). Mineral türünü denetlemek için yapılan XRD (X ışınları difraksiyonu) analizinde de bu mineral türünün johansenit olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.31) Genellikle çubuksu, ışımsal, yassı prizmatik, yelpaze ve yıldız şekilli gruplar halinde görülen johansenitler çoğunluklu iri taneli, bazen de ince-orta tanelidir (Şekil 5.32). Bazı ışımsal-yassı prizmatik türleri karbonatlaşarak kırmızımsı-turuncu renklere dönüşmüşlerdir. Bazı kesitlerde de ışımsal karbonatlar görülmektedir. Bunların içerisinde johansenit pseudomorfları ve bazen de reliktlerinin izlenmesi, muhtemelen

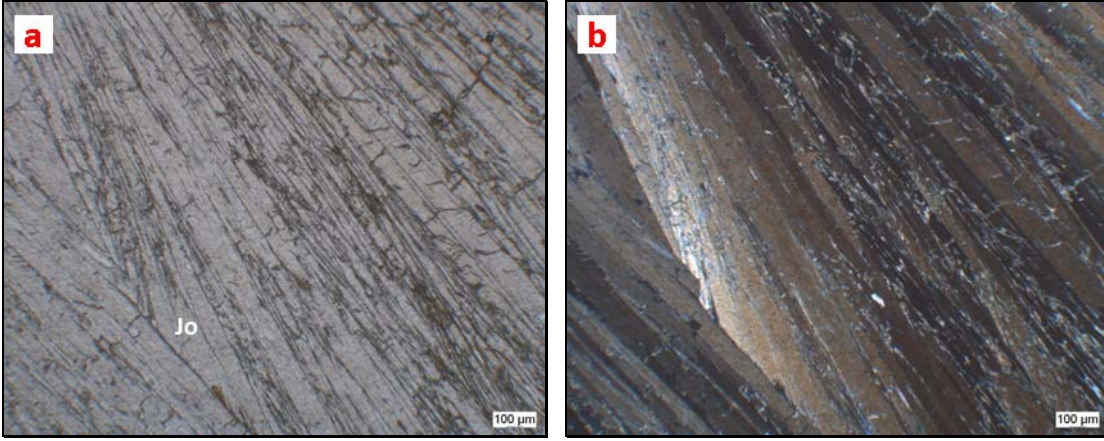
ilksel johansenitlerin karbonatlaşmaları sonucu oluştuklarına işaret etmektedir (Şekil 5.33). Bunların dışında bazı johansenitlerde yer yer kloritleşmeler gözlenmektedir.



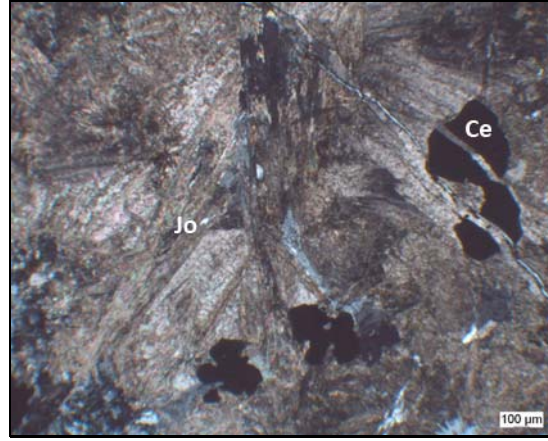
Şekil 5.30 Handeresi Yol Üstü galerisinde görülen iri taneli johansenitler



Şekil 5.31 Johansenit mineralinin XRD analiz sonucu

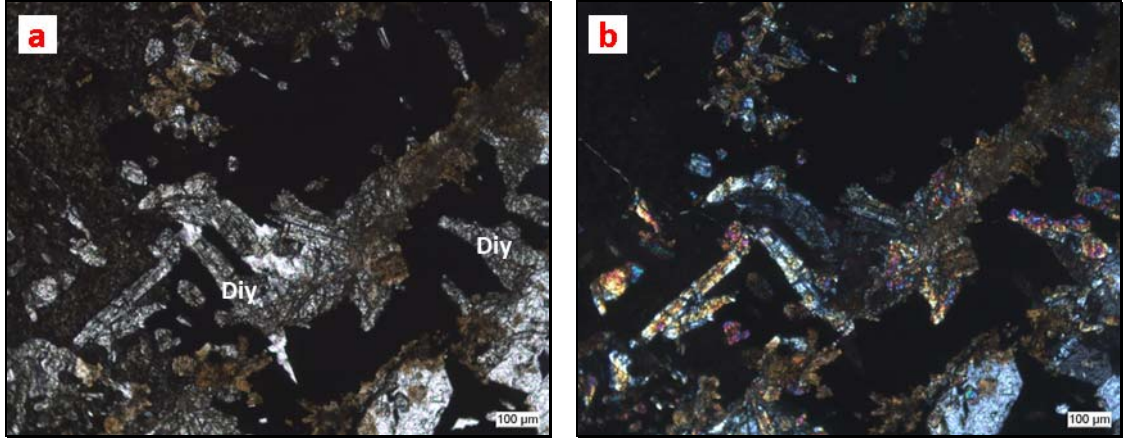


Şekil 5.32 İri taneli johansenitler (Örnek No : HDYU82) (Jo : Johansenit). (a : tek nikol, b : çift nikol)



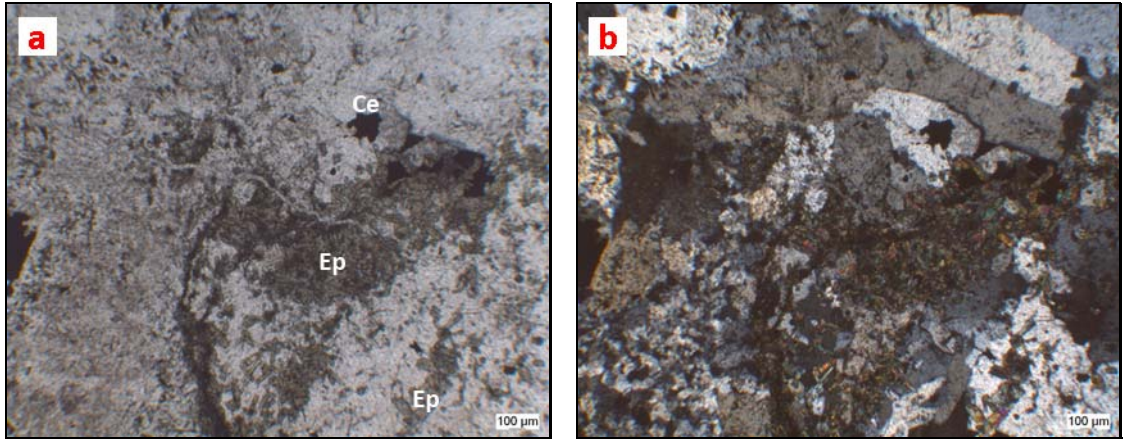
Şekil 5.33 Yıldız şekilli, orta taneli, karbonatlaşmış johansenitler (Örnek No : HDYU93) (çift nikol). (Jo : johansenit, Ce : cevher minerali)

Diğer bir piroksen minerali olarak da genellikle renksiz ve yarı özşekilli görülen diyopsit bileşimli piroksenler tespit edilmiştir. Bu mineraller johansenitlere göre oldukça az miktarda görülmekte olup, orta dereceli optik engebeye sahiptirler (Şekil 5.34). Bazı örneklerinde ise çift yönde dilinim net olarak gözlenmektedir.

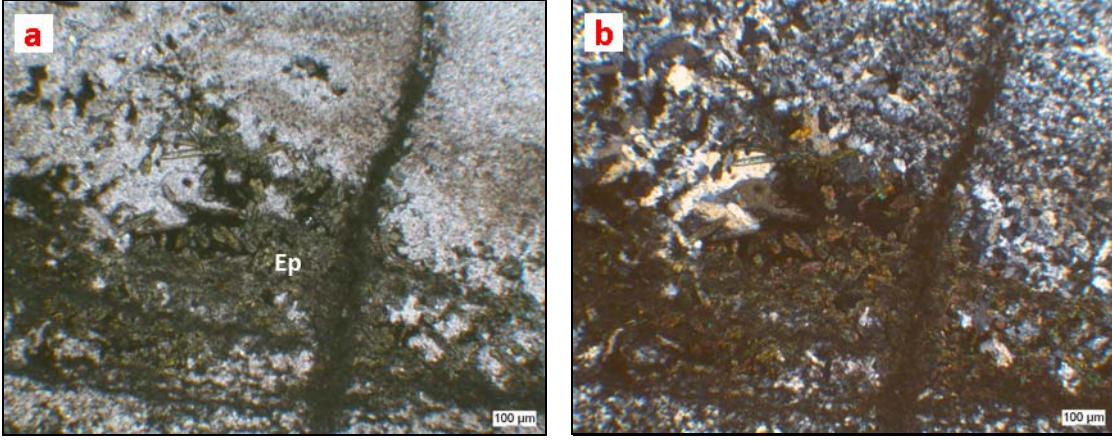


Şekil 5.34 Çift yönde dilinim gösteren yarı özşekilli diyopsit türü piroksen mineralleri (Örnek No : FD16) (Diy : diyopsit). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Epidotlar, ince-orta taneli özşekilsiz ya da ince çubuksu taneler şeklinde görülmektedir (Şekil 5.35). Bazı bölgelerde gruplar halinde görülen epidotlar tür olarak klinozoisit ve pistazit türündedirler. Pistazit türünde olanlar sarımsı yeşil renklerde ve yüksek girişim renkleri gösterirken (Şekil 5.36), klinozoisit mineralleri ise tipik olarak mürekkep mavisi renginde girişim renklerine sahiptir. Bu minerallerin adlandırılmaları Raman Spektroskopisi çalışmalarıyla (Bölüm 7.1) kontrol edilmiştir.

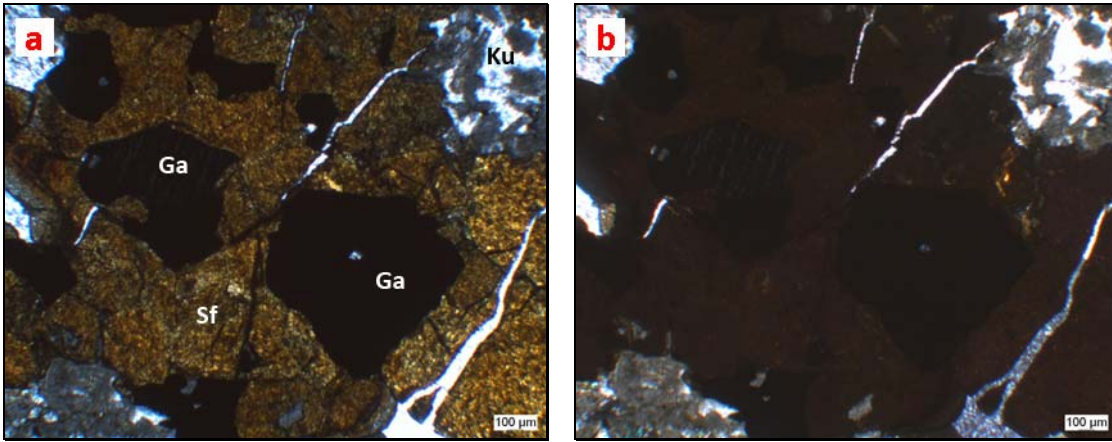


Şekil 5.35 Cevherli kayalarda görülen epidot ve cevher mineral birliktelikleri (Örnek No : BG70) (Ep : epidot, Ce : cevher minerali). (a : tek nikol, b : çift nikol)



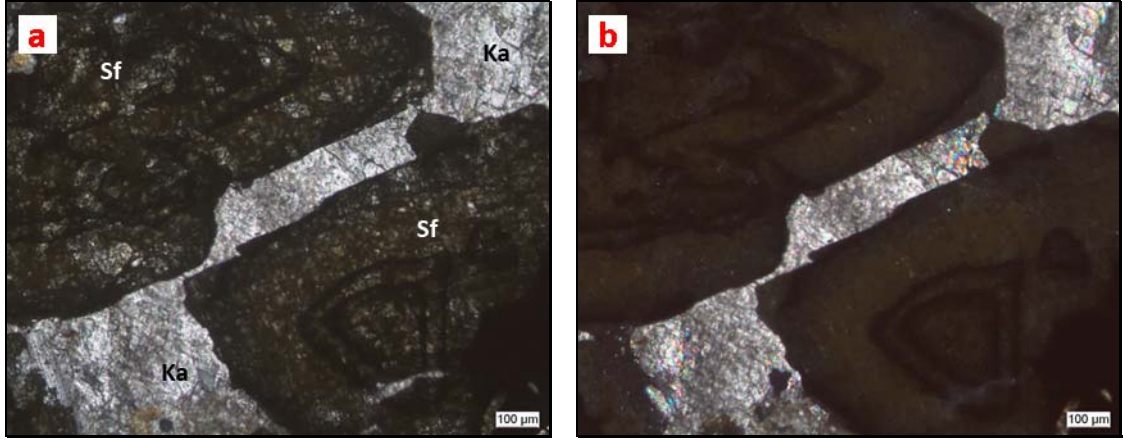
Şekil 5.36 Yeşil renkli, yüksek girişim rengine sahip pistazit türü epidot mineralleri (Örnek No : BG60) (Ep : epidot). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Çoğunlukla yarı özşekilli-özşekilsiz ve iri kristaller halinde gözlenen cevher mineralleri hem damar dolguları şeklinde hem de cevherli zon içerisinde saçılım şeklinde görülmektedir. İnce kesitlerde cevher minerali olarak galenit ve sfalerit mineralleri ayırt edilebilmektedir. Sfaleritler yarı şeffaf olmaları ve turuncu-kirli kahverengi renkleri ile polarizan mikroskopta nispeten tanınabilmektedir. Galenitler ise opaktırlar. Ancak cevher mikroskobik çalışmalarla da adı geçen cevher minerallerinin varlığı denetlenmiştir. Bazı kesitlerinde ayrı ayrı görülen galenit ve sfaleritler bazı kesitlerde ise kapanım şeklinde veya birbirlerine kenetli şekilde görülmektedir (Şekil 5.37). Sfaleritler yarı opak ve bazen de opak zonlar içermekte ve zonlanmalar göstermektedir (Şekil 5.38). Bazı sfaleritlerin dış kısımlarında ise opaklaşmalar izlenmektedir.



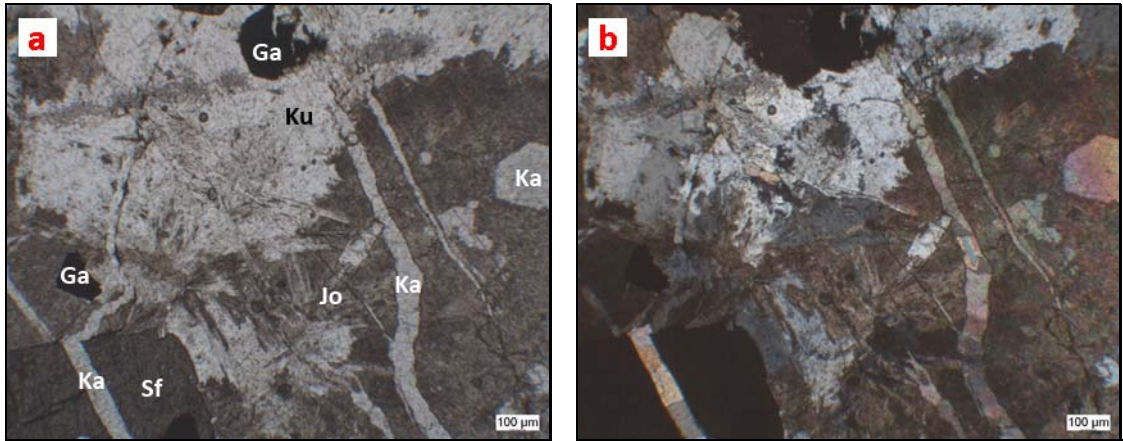
Şekil 5.37 Bal renkli yarı opak sfalerit ve içerisinde galen kapanımları (Örnek No : AB69) (Sf : sfalerit, Ga : galen). (a : tek nikol, b : çift nikol)



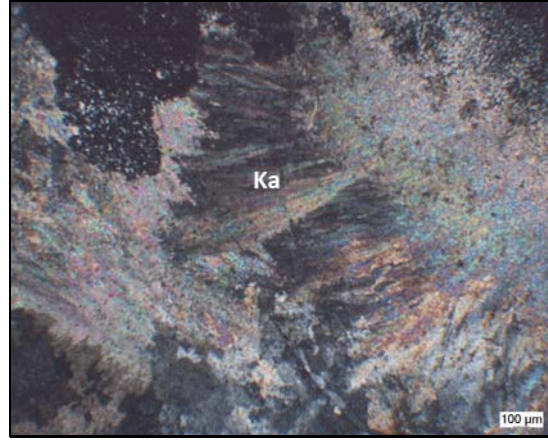


Şekil 5.38 Zonlu sfalerit taneleri (Örnek No : BG76) (Sf : sfalerit, Ka : kalsit). (a : tek nikol, b : çift nikol)

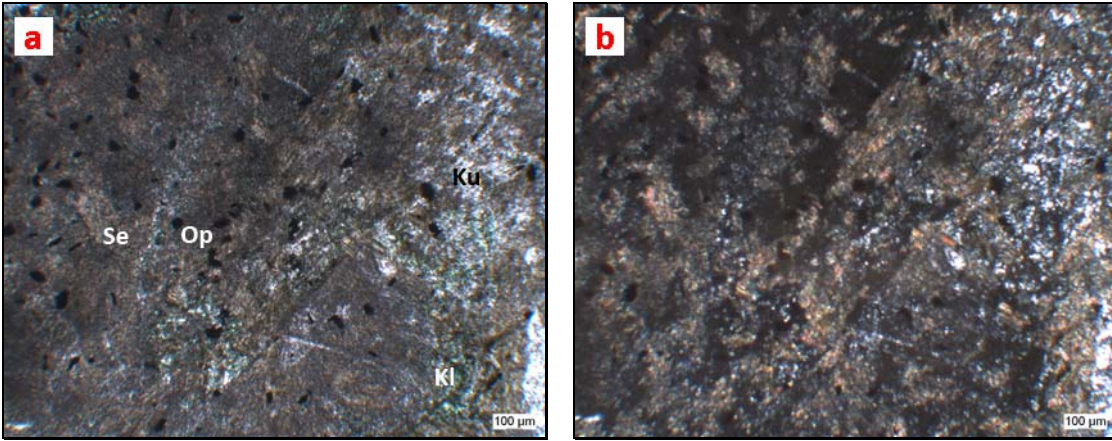
Cevherle birlikte görülen kuvarslar ve karbonatlar kesitlerin büyük kısımlarını kaplarken, çoğunlukla iri taneli ve özşekilli-yarı özşekillidir (Şekil 5.39). Birkaç kesitte ise olasılıkla amfibollerin karbonatlaşması sonucu oluştuğu düşünülen yelpaze şekilli ve lifimsi hidrotermal karbonatlar izlenirken (Şekil 5.40), bazı bölgelerde ise kuvars ve karbonatlar kırık-çatlak dolguları halinde cevher minerallerinin etrafını sarmaktadır. Bunların dışında ise kesitlerin bazılarında dissemine olarak çok ince taneli, bazen de kare şekilli pirit türü opak mineraller bulunmaktadır (Şekil 5.41).



Şekil 5.39 İri taneli kuvars, karbonat, granat, cevher taneleri ve bunları kesen genç evre karbonat damarcıkları (Örnek No : HDYU93) (Ku : kuvars, Ka : karbonat, Jo : johansenit, Ga : galen, Sf : sfalerit). (a : tek nikol, b : çift nikol)



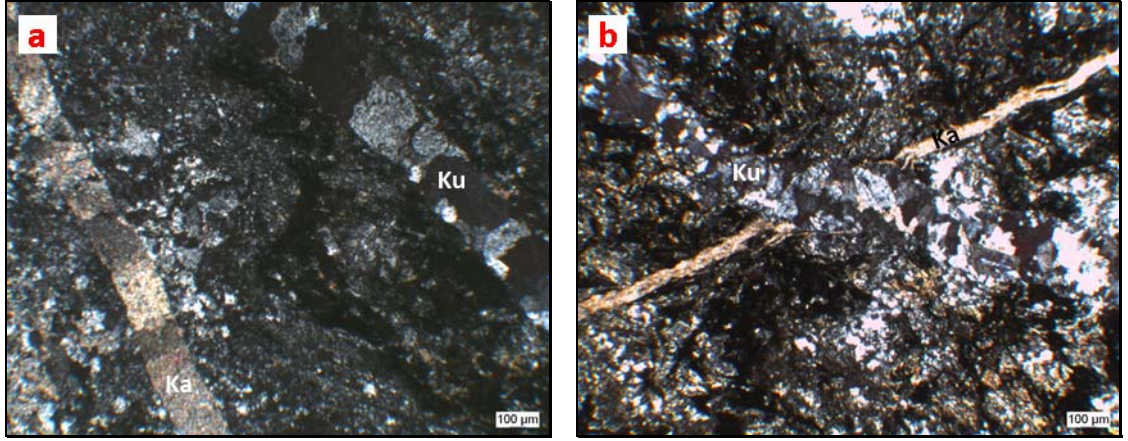
Şekil 5.40 Yelpaze şekilli lifimsi karbonatlar (Örnek No : HDYU93) (çift nikol). (Ka : karbonat)



Şekil 5.41 Saçılım halinde görülen opak mineraller, kloritler, kuvarslar ve epidotlar (Örnek No : FD11) (Op : opak mineraller (pirit), Se : serizit, Ku : kuvars, Kl : klorit). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Hemen hemen tüm kesitlerde bulunan ve bütün oluşumları kesen bazen de şistlerin şistozite düzlemlerine paralel hareket eden son evre genç kuvars ve karbonat damarcıkları görülmektedir (Şekil 5.42). Bunlar içerisinde herhangi bir cevher mineraline rastlanmamıştır.

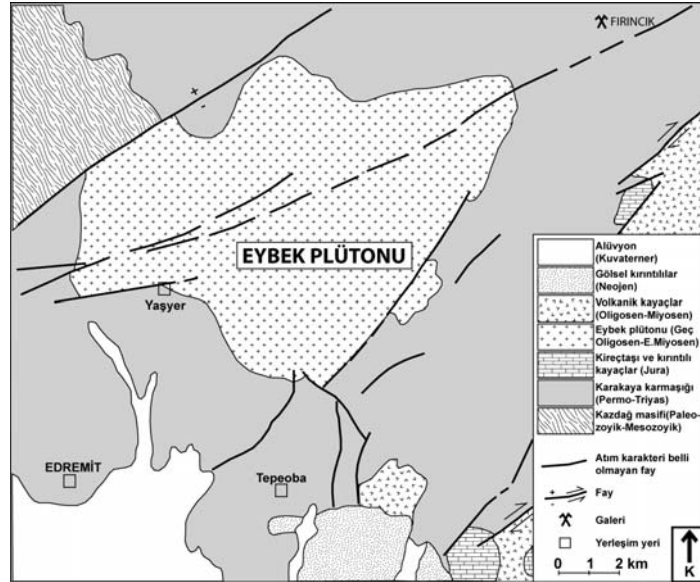
Yapılan incelemelerde bir adet ince kesitte (HDK95) opak minerallerle birlikte çok sayıda ince taneli serpantin minerallerine rastlanmıştır. HDK95 örneği ile ilgili olarak gerekli yorumlamalara Bölüm 6 ve 8’de değinilmiştir.



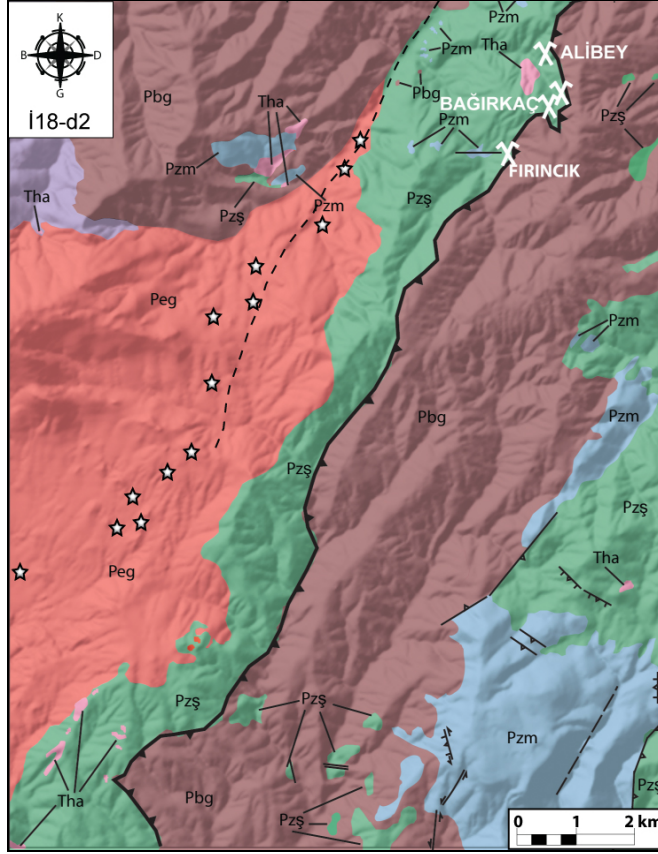
Şekil 5.42.a. Şistoziteye paralel dizilmiş kuvars ve karbonat damarcıkları (çift nikol) (Örnek No : FD20), b. Birbirlerini kesen kuvars ve karbonat damarcıkları (çift nikol) (Örnek No : MEN8). (Ku : kuvars, Ka : karbonat)

### 5.7 Eybek Plütünü'nün Genel Jeolojisi

Eybek plütünü, KB Anadolu'da Kazdağları'nın D-GD uzanımında yer alan Kazdağ masifinin dış metamorfik örtüsü (Karakaya karmaşığı; Bingöl vd, 1973; Okay vd., 1991) içerisine sokulmuş olup, yaklaşık 90 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar (Şekil 5.43 ve 5.44).



Şekil 5.43 Eybek Plütünü ve yakın çevresinin jeolojisi (Arslaner 1965, Bingöl vd. 1973, Okay vd 1991, Okay ve Satır 2000'den derleyip değiştiren Genç ve Altunkaynak 2007'den aynen alınmıştır) (Fırincık bölgesinde bulunan galeri haritaya eklenmiştir)

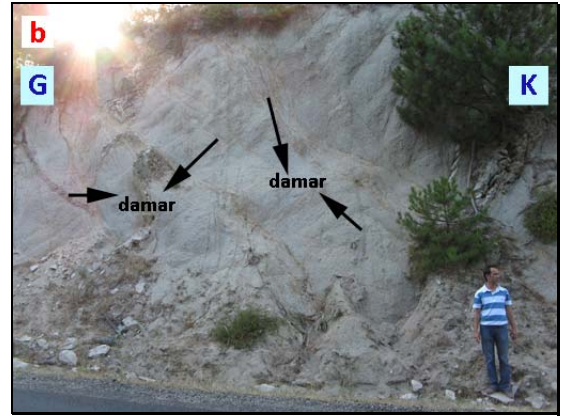
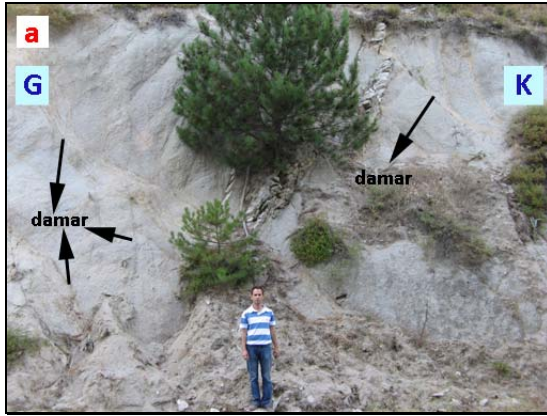


Şekil 5.44 İ18-d2 paftasının jeolojisi (Yıldız şeklinde görülen noktalar Eybek plütounundan alınan örneklerin yerlerini göstermektedir. Lejand için bkz. Şekil 4.2). (Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır)

Eybek plütoununda granit, kuvars monzonit ve granodiyorit kayaç grupları tespit edilmiştir (Şekil 5.45). Ayrıca bunları kesen genç damarlar plütounun özellikle doğu kısmında ayırt edilmektedir. Bunların yönelimleri genellikle K-G, KB ve KD'dur (Şekil 5.46). Bölgedeki incelenen granitoidlerden birçoğu arenalaşmış ve bazıları da yüzeysel alterasyon sonucu 30-50 cm çapında, yuvarlaklaşmış biçimlerde görülmektedir (Şekil 5.47). Ayrıca bunların içerisinde mafik anklavlar da net olarak gözlenmektedir (Şekil 5.48). Gerek Eybek plütounu çevresinde, gerekse de cevherleşmelerin olduğu bölgelerde yapılan arazi incelemelerinde direk olarak plütoun ile cevherli kayaçlar arasında bir dokanak tespit edilememiştir.



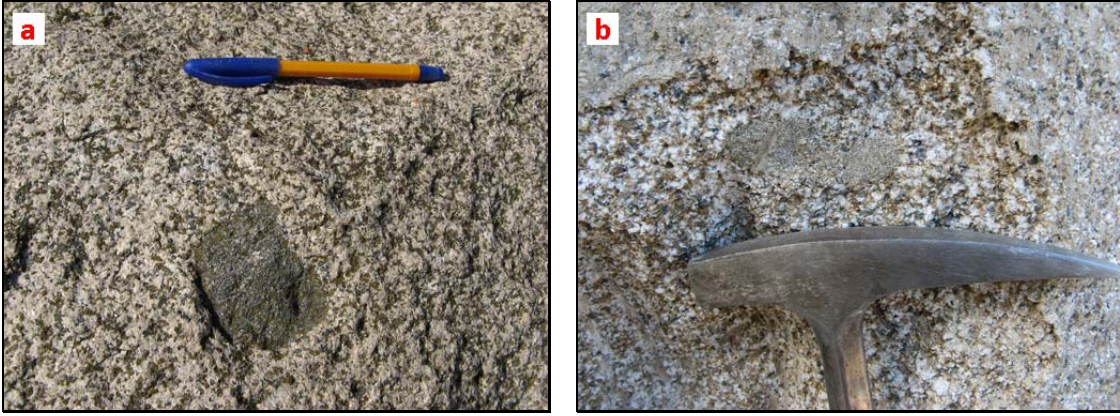
Şekil 5.45 Eybek plütonunda yer alan yoğun arenalaşmış kuvars monzodiyorit mostrası  
a : Arazi görünümü (Lok:35/514828D-4395857K), b : El örneği görünümü  
(Lok:35/514420D-4394417K)



Şekil 5.46 Kalkım-Edremit yolu üzerindeki yol yarmasında görülen granodiyoritler ve bunları kesen genç damarlar (Lok:35/515009D-4396142K) (a, b)



Şekil 5.47 Bloklü şekilde görülen yoğun arenalaşmış granitoyid (Lok:35/513142D-4392365K) (a, b)

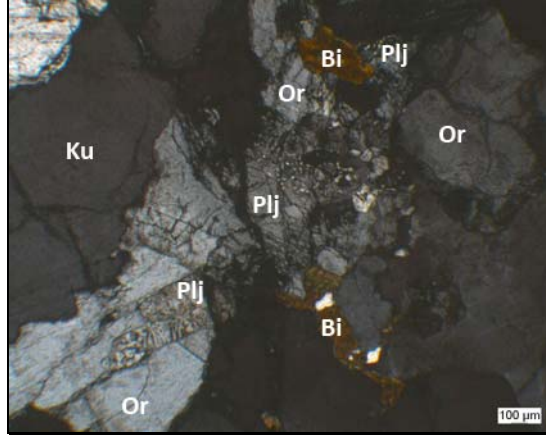


Şekil 5.48 Granitoyid içerisinde görülen mafik anklavlar (Lok:35/513057D-4392341K) (a, b)

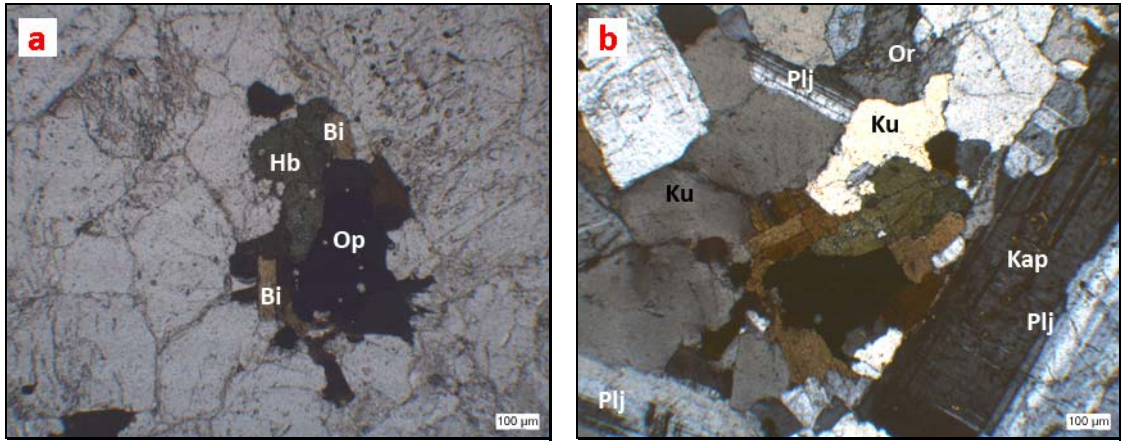
### 5.8 Eybek Plütönu'nun Petrografik İncelemesi

Araziden alınan örnekler üzerinde polarizan mikroskopla yapılan petrografik incelemelerde birincil kayaç grubu olarak granodiyorit ve kuvars monzodiyoritler tespit edilmiştir. Bu kayaçlarda ana mineral bileşimi olarak kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, amfibol ve piroksenler görülmüştür. Kuvarslar özşekilsiz, orta-iri taneli ve dalgalı sönmeleri ile tipiktirler. Ortoklazlar orta taneli, özşekilli-yarı özşekillidir. Bazı örneklerinde grafik doku görülmektedir. Plajiyoklazlar özellikle iri taneli fenokristaller şeklinde görülmektedir. Bazı plajiyoklazların etrafında mirmekitik dokular izlenmektedir (Şekil 5.49). Birçok örnekte tipik polisentetik ikizlenme gösterirken, bazı örneklerinde zonlu doku göstermektedirler. Plajiyoklazların, Michel-Levy yöntemiyle oligoklaz-andezin türünde oldukları belirlenmiştir. Plajiyoklazların birçoğu kapanımsız görünürken, bazıları da biyotit, hornblend ve opak minerallerini kapanlayarak, poikilitik doku gösterirler (Şekil 5.50). Biyotitler kahverengi renkli, yarı özşekilli ve levhamsı yapıdadırlar. Tek yönde dilinimleri net olarak görülmektedir. Bazı biyotitler kloritleşmiş, hornblendlerin de yer yer kloritleştiği görülmektedir (Şekil 5.51). Opak minerallerle birlikte görülen bazı biyotitlerde opaklaşmalar görülmektedir. Opak minerallerin türü, yapılan Raman spektroskopisi sonucunda manyetit ve hematit olarak belirlenmiştir. Amfiboller yeşil renkli, orta girişim renkli, tek-çift yönde dilinimlere sahiptirler. Kesitlerde görülen opak mineraller çoğunlukla amfibol ve biyotitlerle birlikte bulunmaktadırlar. Kesitlerde diğer minerallere göre daha az görülen piroksenler genellikle çift yönde dilinime sahip, renksiz ve düşük girişim renkleri göstermektedirler.

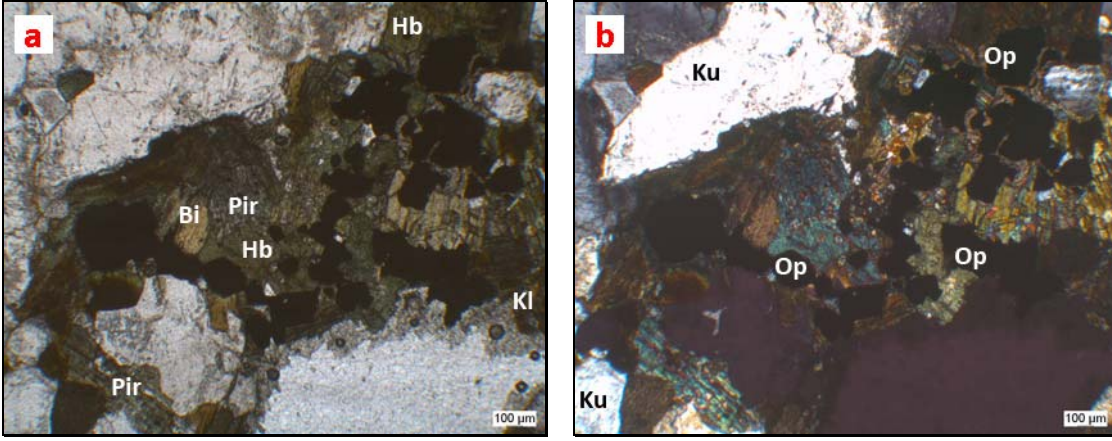
Bazı piroksenler kenar zonlarından hornblende dönüşmüş (uralitleşmiş) şekilde izlenmektedir (Şekil 5.52). Bu kayalar içerisinde daha ince taneli opak mineral de içeren mafik anklavlar görülmektedir (Şekil 5.53).



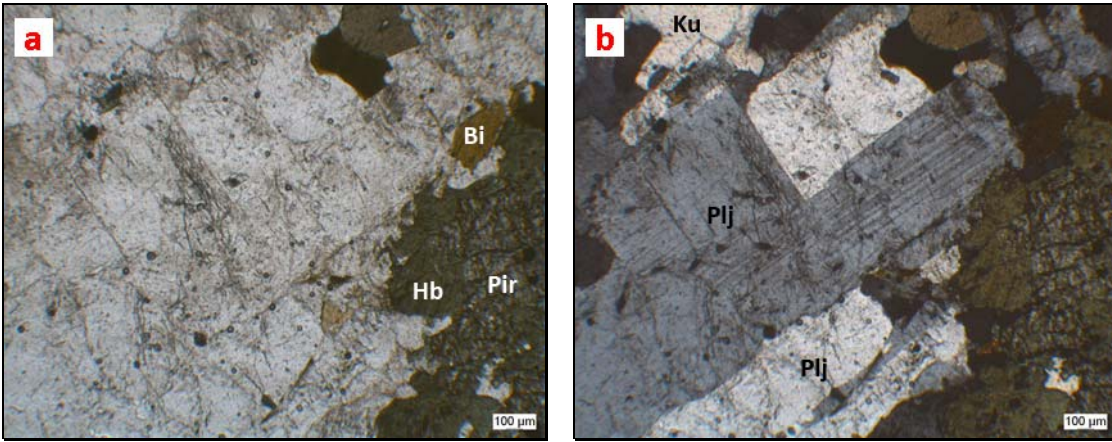
Şekil 5.49 Plajiyoklazlar ile ortoklazların sınırında gelişen mirmekitik doku (Örnek No : EYGR2) (çift nikol) (Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz, Or : ortoklaz, Bi : biyotit)



Şekil 5.50 Hornblend, biyotit ve opak mineral birlikteliği ile plajiyoklazlar içerisinde görülen biyotit, hornblend ve opak mineral kapanımları (Örnek No : EYGR7) (çift nikol görüntüsü, mikroskop tablasının saat yönünde 90° çevrilmesiyle oluşturulmuştur). (Hb : hornblend, Bi : biyotit, Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz, Kap : kapanım, Op : opak mineral). (a : tek nikol, b : çift nikol)

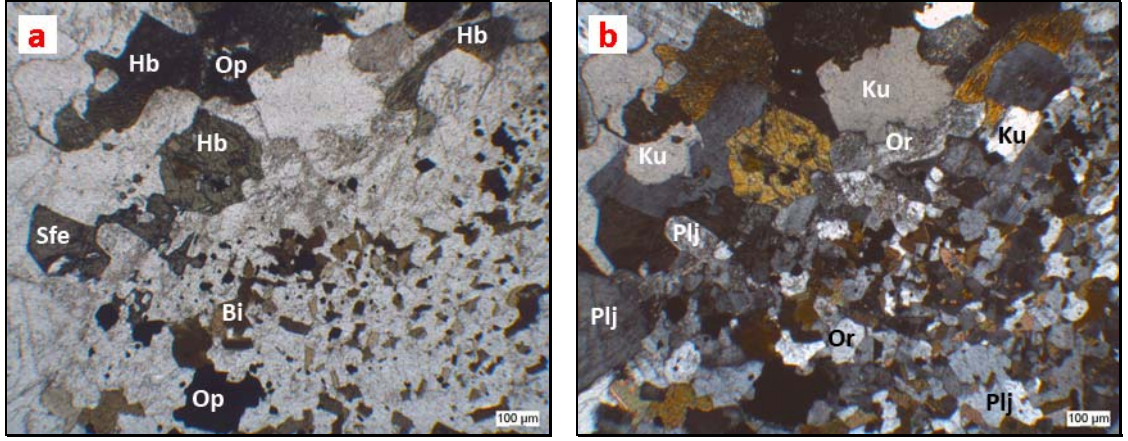


Şekil 5.51 Biyotit, hornblend, piroksen ve opak mineral birliktelikleri, uralitleşme gösteren piroksenler ve biyotitlerde görülen kloritleşmeler (Örnek No : EYGR12) (Bi : biyotit, Pir : piroksen, Hb : hornblend, Ku : kuvars, Op : opak mineral, Kl : kloritleşmeler). (a : tek nikel, b : çift nikel)



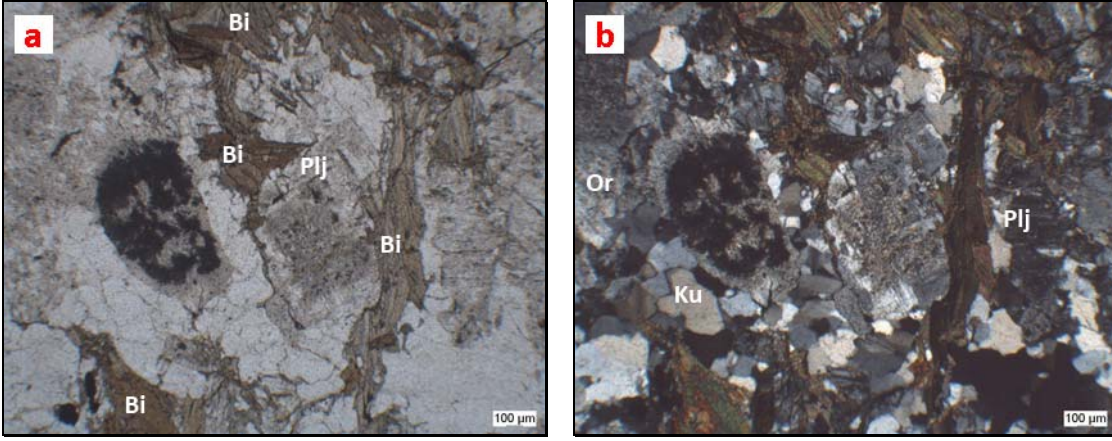
Şekil 5.52 Piroksen mineralinde görülen uralitleşmeler (Örnek No : EYGR7) (Bi : biyotit, Hb : hornblend, Pir : piroksen, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikel, b : çift nikel)





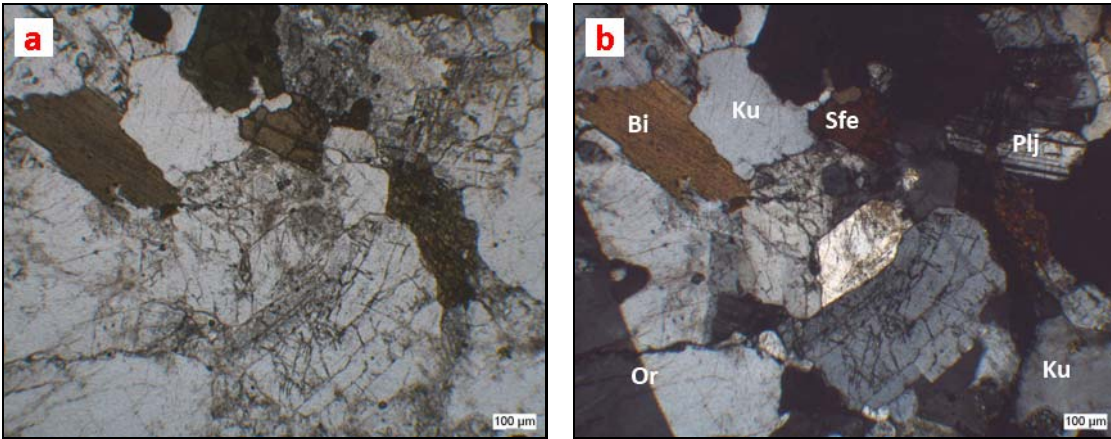
Şekil 5.53 Ana kayaç içerisinde görülen ince taneli mafik anklav (Örnek No : EYGR11) (Hb : hornblend, Bi : biyotit, Sfe : sfen, Op : opak mineral, Ku : kuvars, Or : ortoklaz, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Bunun dışında ikinci bir kayaç grubu olarak biyotit granitler tanımlanmıştır. Bu kayalarda ana mineral bileşenleri olarak bol miktarda biyotitler, kuvars, ortoklaz ve az oranda da plajiyoklaz taneleri görülmektedir. Biyotitler özşekilli-yarı özşekilli, levhamsı şekildedirler; tek yönde dilinimleri net olarak gözükmekte ve kesitlerde gruplar halinde bulunmaktadır. Kuvarslar özşekilsiz, orta-iri tanelidirler ve dalgalı sönmeleriyle tipiktirler. Ortoklazlar özşekilsizdirler ve serizitleşmiş ve killeşmiş olarak görülmektedirler. Plajiyoklazlar orta taneli, yarı özşekilli ve polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Bazı örneklerinde, merkezlerinden serizit minerallerine dönüşmüş olarak görülmektedirler. Bununla birlikte bazı plajiyoklazlarda ise yoğun killeşmeler görülmektedir (Şekil 5.54).

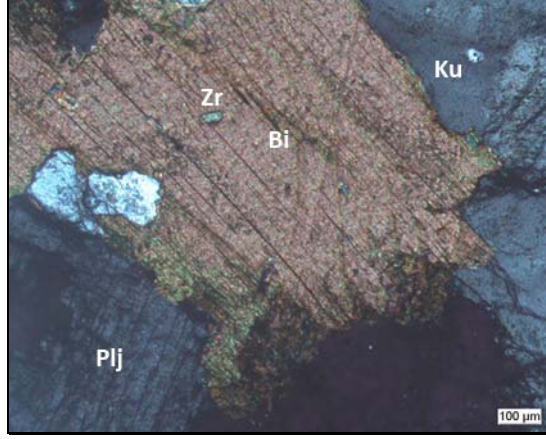


Şekil 5.54 Biyotit granit içerisinde yoğun killeşme ve serizitleşme gösteren plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL18) (Bi : biyotit, Or : ortoklaz, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Aksesuar minerali olarak tüm kesitlerde apatit, zirkon ve sfenler bulunmaktadır. Sfenler genellikle yarı özşekilli ve orta büyüklükte tanelere sahiptirler (Şekil 5.55). Apatit mineralleri özşekilli-yarı özşekilli ve c-eksenine yaklaşık dik kesitleri net olarak görülmektedir. Zirkonlar ise ince taneli ve yüksek rölyefleri ile tipiktirler ve genellikle plajiyoklazların içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır (Şekil 5.56).

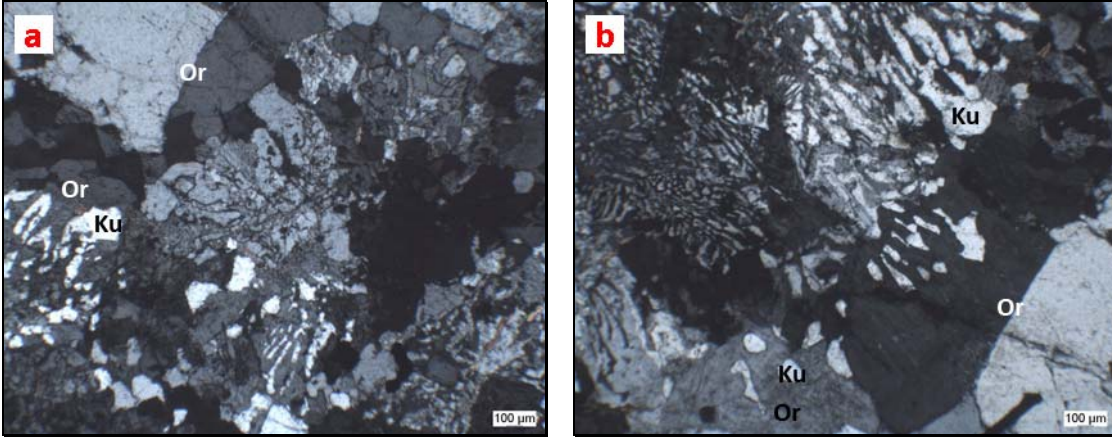


Şekil 5.55 Granodiyorit içerisinde görülen yarı özşekilli sfen tanesi (Örnek No : EYGR1) (Or : ortoklaz, Bi : biyotit, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz, Sfe : sfen). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.56 Biotit içerisinde görülen zirkon kapanımı (Örnek No : EYGR1) (çift nikol).  
(Bi : biyotit, Zr : zirkon, Ku : kuvars, Plj : plajiyoklaz)

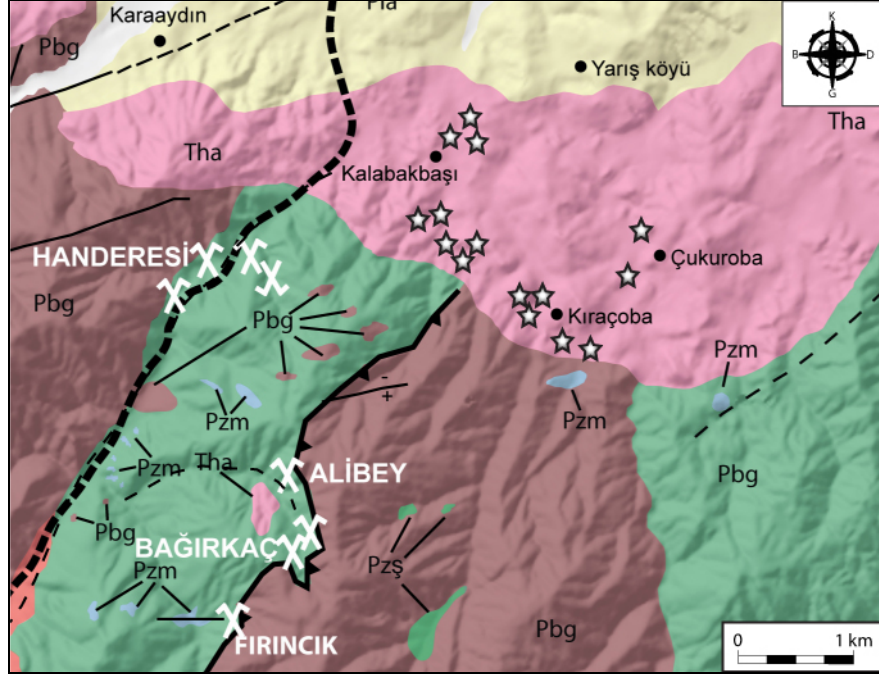
Eybek plütonunda bulunan diğer kayaçları kesen genç damarlar granofirler olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.57). Örneklerde ana mineral bileşimi olarak, kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz ve biyotitler görülmektedir. Kuvarslar özşekilsiz, hem ince taneli hem de iri taneli görülmektedir. Kesitlerde kuvars ve feldispatlar arasında gelişen grafik dokuları yaygındır. Dalgalı sönme gösteren kuvarslar, bazen de yelpaze şeklinde sönme göstermektedirler. Ortoklazlar da özşekilsiz ve değişik boyutlarda görülmekte olup birçoğu killeşmişlerdir. Kesitlerde daha az oranda plajiyoklaz minerali saptanmış olup bunlar ince tanelidir ve tipik polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Ayrıca çok az oranda görülen biyotitler ince tanelidir. Levhamsı bir yapıda olan bu biyotitler yarı özşekillidir ve kahverengi renklere sahiptirler.



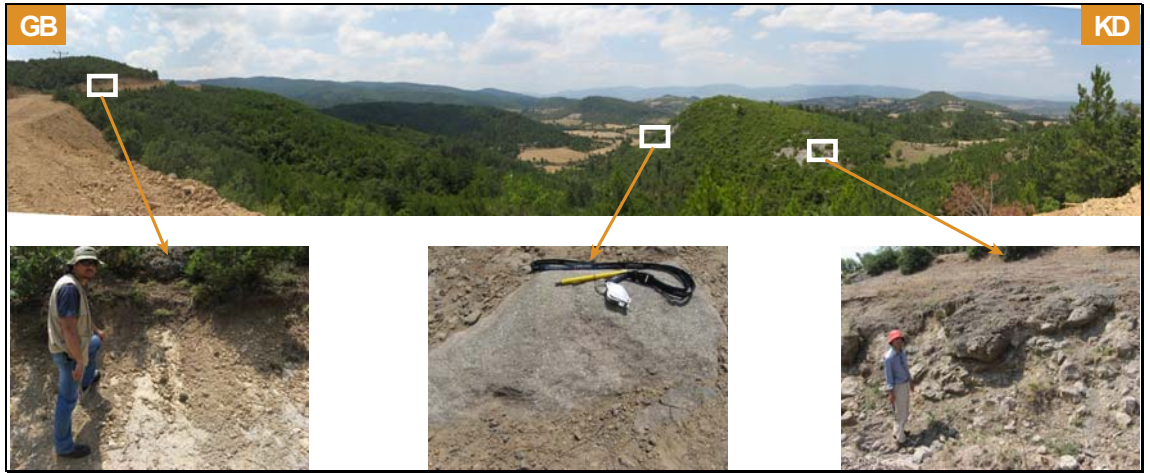
Şekil 5.57 Granofirler içerisinde ortoklazlar ile kuvarslar arasında gelişen yoğun grafik dokularının çift nikol görüntüleri (Örnek No : EYGR6) (Ku : kuvars, Or : ortoklaz)

### 5.9 Kalkım Volkanitleri'nin Genel Jeolojisi

Bölgede yapılan arazi çalışmalarında, cevherleşmeye de yakın olması sebebiyle Kalabakbaşı civarındaki volkanitler incelenmiştir (Şekil 5.58). Kalkım volkanitleri olarak isimlendirilen tüm bu birimler, bileşim olarak andezit, dasit, tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır (Tufan 1993). El örneklerinde çoğunlukla porifirik bir yapı gösteren kayalar genellikle gri, pembe, bordo ve yeşilimsi renkler göstermektedirler (Şekil 5.59). Bu bölgede yapılan arazi çalışmalarında volkanik kayalar ile cevherli kayalar arasında herhangi bir dokanağa rastlanmamıştır.



Şekil 5.58 Kalabakbaşı civarının jeoloji haritası (Yıldız şeklinde görülen noktalar Kalkım volkanitlerinden alınan örneklerin yerlerini göstermektedir. Lejand için bkz. Şekil 4.2). (Anonim 2004'den değiştirilerek alınmıştır)

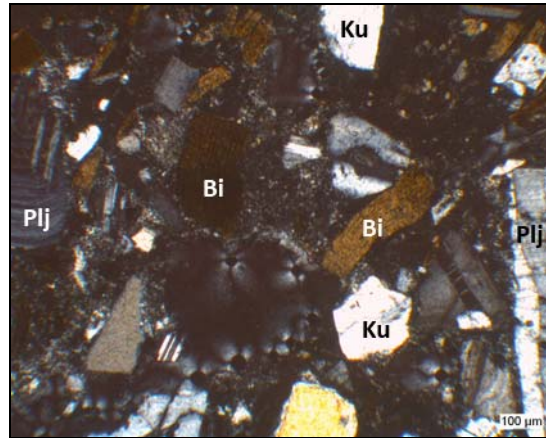


Şekil 5.59 Porfirik doku gösteren Kalkım volkanitlerine ait altere andezitler (Bakış yönü: GD'dan KB'ya doğru) (Lok:35/523946D-4400116K)

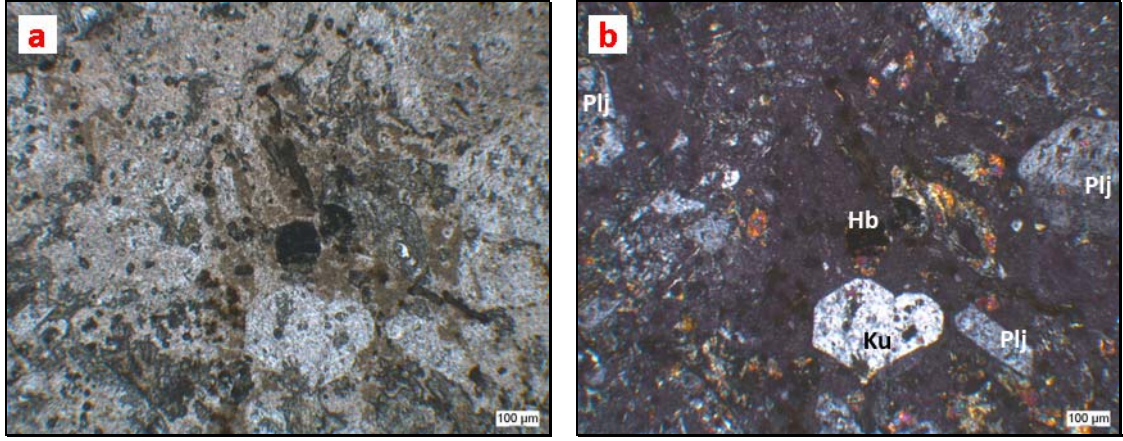
### 5.10 Kalkım Volkanitleri'nin Petrografik İncelemesi

Yapılan petrografik incelemeler ve jeokimyasal veriler göz önüne alındığında Kalkım Volkanitleri'nin genellikle trakiandezit-andezit türü bileşime sahip oldukları tespit edilmiştir. Bileşimsel olarak plajiyoklaz, biyotit ve hornblend başta olmak üzere

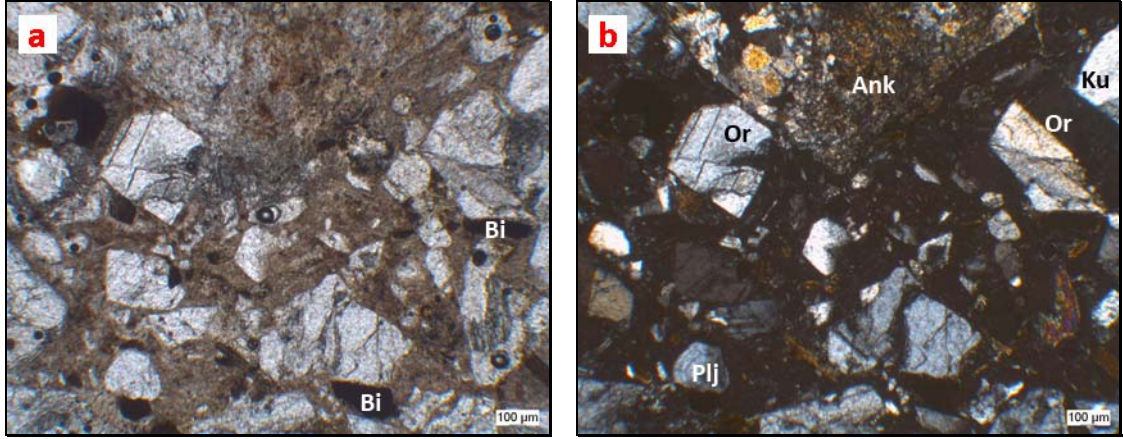
ortoklaz, kuvars ve bazen de piroksen minerallerine rastlanmaktadır. Hamur volkan camı ve plajiyoklaz-kuvars kristalitlerinden oluşmaktadır. Plajiyoklaz mineralleri genellikle iri fenokristaller halinde, yarı özşekillidirler. Genellikle polisentetik ikizlenme göstermelerine karşın, bazen de zonlanmalar sunarlar (Şekil 5.60). Bazı kesitlerinde yoğun epidotlaşmalar, killeşmeler ve serizitleşmeler görülmektedir (Şekil 5.61). Ortoklazlar özşekilsiz, genellikle kesitlerde az miktarda bulunurlar. Bazı örneklerinde poikilitik doku ve killeşmeler görülmektedir. Kuvarslar orta-iri taneli fenokristaller halinde ve özşekilsizdirler. Bazı kuvarslar körfez dokusu göstermektedir. Biyotitler, genellikle levhamsı, orta taneli ve özşekilli-yarı özşekillidirler. Bazı biyotit taneleri kıvrımlı bir yapıya sahiptir (Şekil 5.60). Kesitlerde genellikle hornblendlerle birlikte bulunan biyotitler çoğunlukla ya kenar zonlarından ya da tamamıyla opaklaşmışlardır. Hornblendler yeşil renkli ve orta-yüksek girişim renklerine sahiptirler. Levhamsı şekilde görülürler ve tek-çift yönde dilinime sahiptirler. Bazı örneklerinde kenar zonlarında, bazı örneklerinde ise tamamıyla opaklaşmalar görülmektedir. Kesitlerin birçoğunda ince taneli ve özşekilsiz-kare şekilli opak mineraller etrafa saçılmış durumda bulunmaktadır. Opak minerallerin türü, yapılan Raman spektroskopisi sonucunda manyetit ve hematit olarak belirlenmiştir. Ayrıca bazı kesitlerde anklavlara rastlanmaktadır. Genellikle bu anklavlar ince kuvars kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.62).



Şekil 5.60 Zonlu ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz ve kıvrımlanmış biyotit taneleri (Örnek No : KAL02) (çift nikol). (Plj : plajiyoklaz, Ku : kuvars, Bi : biyotit)



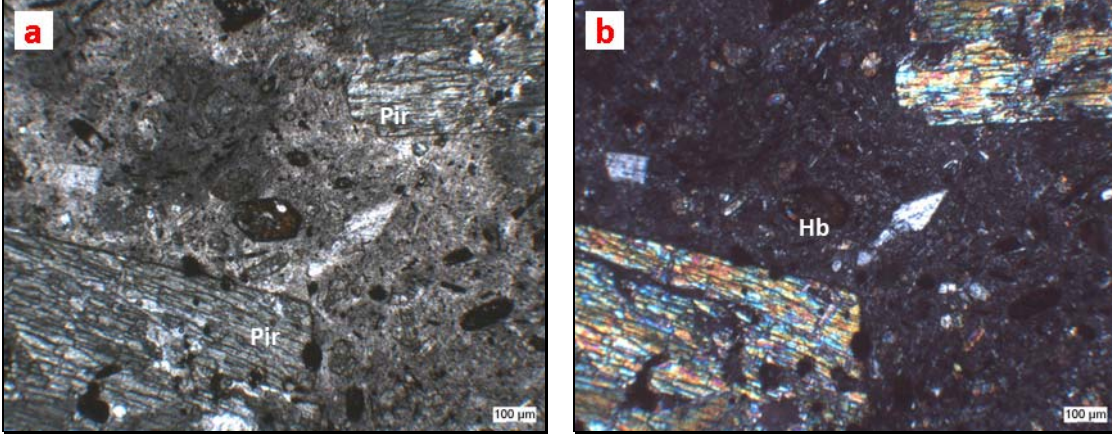
Şekil 5.61 Opaklaşmış hornblend ve epidotlaşmış plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL02) (Plj : plajiyoklaz, Hb : hornblend, Ku : kuvars). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.62 Zonlu plajiyoklaz, basit ikizlenme gösteren ortoklaz, opaklaşmış biyotit ve anklav parçası (Örnek No : KAL05) (Bi : biyotit, Plj : plajiyoklaz, Or : ortoklaz, Ku : kuvars, Ank : anklav). (a : tek nikol, b : çift nikol)

Bazı örneklerde yoğun alterasyonlar görülmektedir. Genellikle yoğun karbonatlaşmaya maruz kalmışlardır. Koyu renkli minerallerin (hornblend, biyotit ve piroksen) birçoğu ya tamamen opaklaşmış ya da relikt haldedirler ve pseudomorflarının etrafı opaklaşmış durumdadır. Bazı hornblendler ise merkezlerinden opaklaşmıştır. Aynı kesitte hem taze piroksen hem de tamamıyla altere olmuş amfibol ve biyotitler görülmektedir (Şekil 5.63). Plajiyoklazlar çoğunlukla polisentetik ikizlenme gösterirken, nadiren de zonlu doku gösterirler. Birçok plajiyoklazın kenar zonlarında bir kuşak şeklinde volkanik hamur malzemesi yer almaktadır (Şekil 5.64). Bazı plajiyoklazlarda ise tamamiyle

karbonatlaşmalar görülmektedir (Şekil 5.65). Ayrıca kesitlerde ince taneli, bazen de kare şeklinde görülen opak mineraller vardır.

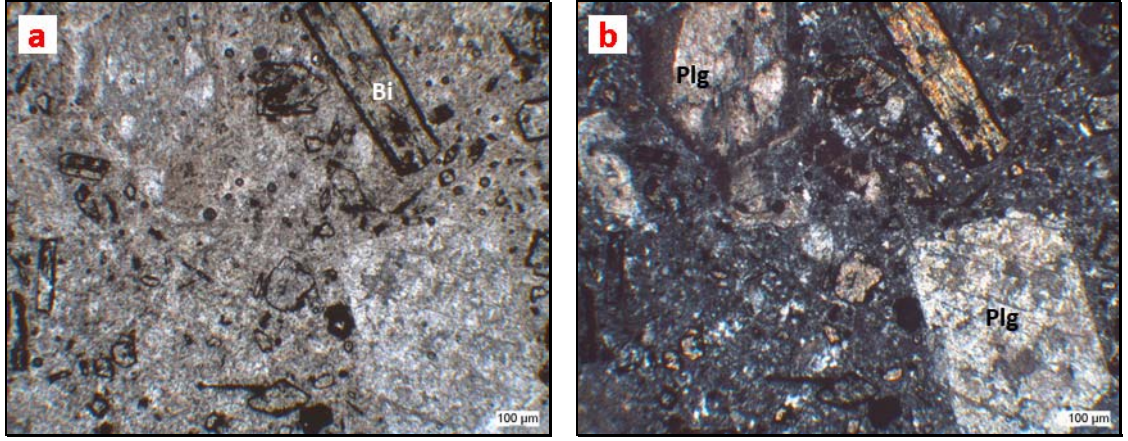


Şekil 5.63 Taze piroksen ve opaklaşmış hornblend (Örnek No : KAL16) (Pir : piroksen, Hb : hornblend). (a : tek nikol, b : çift nikol)



Şekil 5.64 Hem taze hem de kenar kısmında kuşak şeklinde hamur malzemesi bulunan plajiyoklaz taneleri (Örnek No : KAL07) (çift nikol). (Plj : plajiyoklaz)



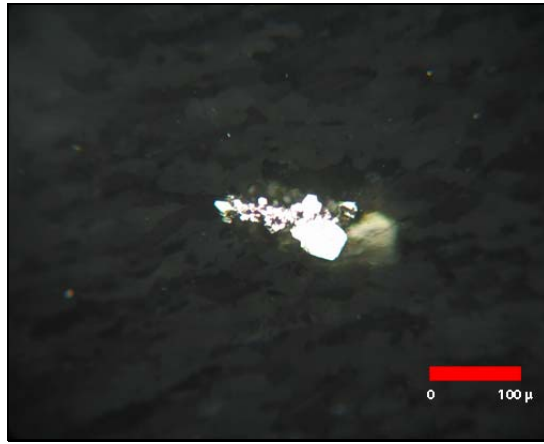


Şekil 5.65 Karbonatlaşmış plajiyoklaz taneleri ve kenarları opaklaşmış biyotit tanesi (Örnek No : KAL06) (Plj : plajiyoklaz, Bi : biyotit). (a : tek nikol, b : çift nikol)

## 6. CEVHER MİKROSKOBİSİ

Yapılan arazi ve petrografik çalışmalarda (bkz. Bölüm 5.6), inceleme alanlarının yankayaç ve cevher ilişkileri arasında belirlenen benzerlikler sebebiyle, o bölümdeki veriler petrografik çalışmalarda olduğu gibi burada da bölge (ocak) ayrımı yapılmadan cevher mineralleri incelemeleri tek bir başlık altında sunulacaktır. Yapılan cevher mikroskopik incelemeler sonucunda bölgede başlıca cevher minerali olarak pirit, sfalerit, galenit, kalkopirit, arsenopirit ve hematit mineralleri verilebilir.

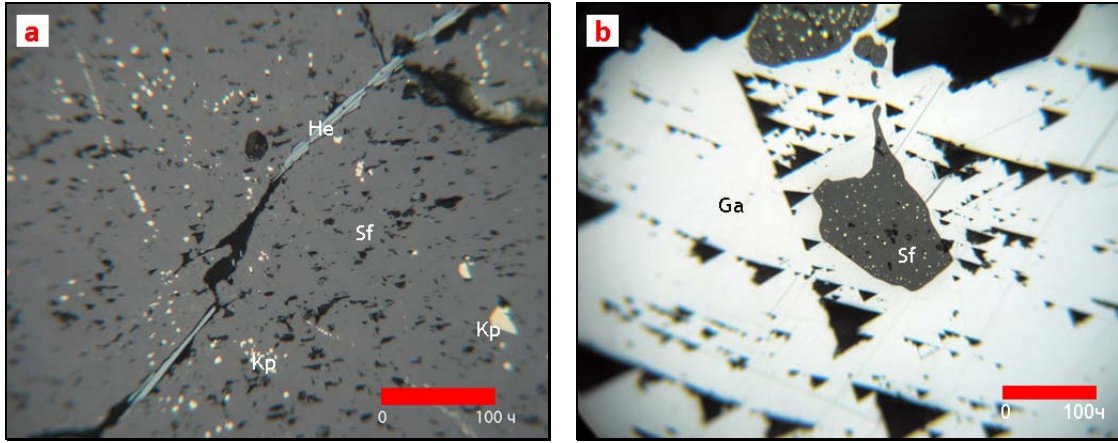
Pirit mineralleri parlatma kesitlerinde birkaç  $\mu\text{m}$  ile 0.5 mm arasında değişik boyutlarda görülmektedir (Şekil 6.1). Bazı piritler birbirlerine kenetlenmiş durumda izlenirken bazıları da iskeletimsi yapı sunmaktadırlar. Yer yer kataklastik dokularda izlenmekte olup, çoğunlukla diğer sülfütlü cevher mineralleri tarafından ya ornatılmakta ya da bu mineraller, piritlerin kırık ve çatlaklarında yer almaktadır. Bazı piritler ise johansenitlerin aralarında ince taneli olarak görülmektedir. Bu özelliklere dayanarak piritlerin en yaşlı sülfütlü mineralleri olduğu düşünülmektedir.



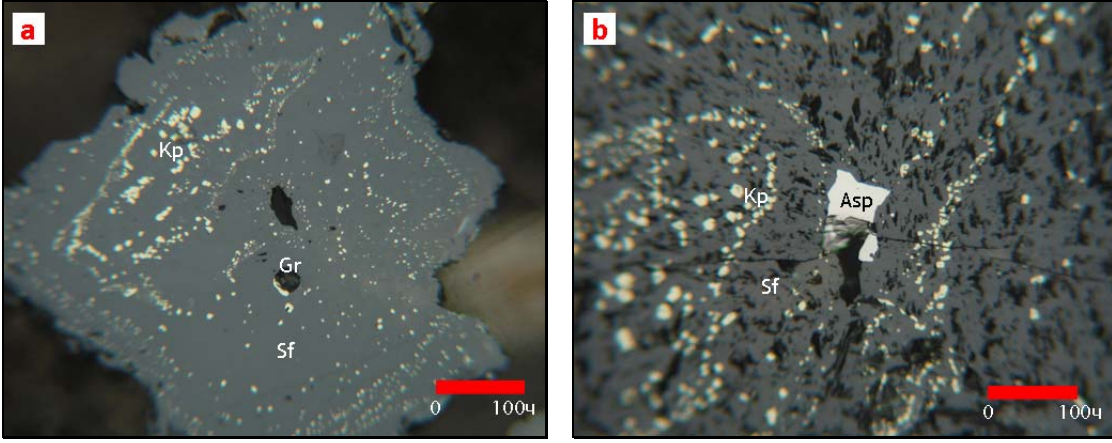
Şekil 6.1 Karbonat matrisi içerisinde görülen pirit kristali (Örnek No : BG61)

Sfalerit, galenit ile birlikte ana cevher minerali olarak kesitlerde izlenmektedir. Genellikle 50 $\mu\text{m}$  ile birkaç cm boyutlarında görülen sfaleritler özşekilli-yarı özşekillidir. Parlatma kesitlerinde Fe içeriklerine göre iki tür sfalerit görülmektedir. Düşük Fe içerikli olan balblend türündeki sfaleritler genellikle yarı opak ve beyazımsı sarı iç yansımaya sahiptir. Fe içeriği daha yüksek olan türlerde ise kırmızı-kahverengi iç

yansıma göstermektedir. Sfaleritlerin birçoğunda kalkopirit ayrışmaları ve kapanımları görülmektedir (Şekil 6.2.a). Bazı kesitlerinde %20-25'lere varan kalkopirit kapanımı ve ayrışmaları bulunmaktadır. Bazı kalkopirit damarcıkları sfalerit tanelerini keser şekilde görülmekte iken bazı kalkopirit taneleri, sfaleritler ile kenetlenmiş şekilde bulunmaktadır. Bazı kesitlerde ise sfalerit, galenit içerisinde ayrışmalar şeklinde görülmektedir (Şekil 6.2.b). Sfaleritler içerisinde çoğunlukla granat (Şekil 6.3.a), epidot, johansenit bazen de çubuksu hematitler kapanım şeklinde görülürken kuvars ve kalsitler hem sfalerit tanelerinin arasını doldurur şekilde, hem de bu taneler içerisinde kırık-çatlak dolguları şeklinde görülmektedir. Ayrıca bazı sfalerit tanelerinde çok az miktarda da olsa arsenopirit kapanımları bulunmaktadır (Şekil 6.3.b).

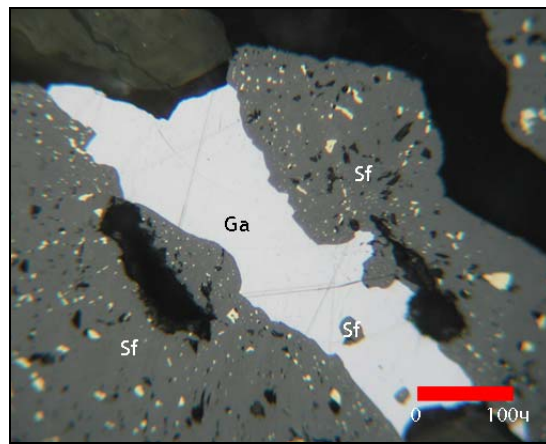


Şekil 6.2.a. Çatlağında çubuksu hematit bulunan, kalkopirit kapanımı ve ayrışmaları içeren sfalerit (Örnek No : BG68), b. Galenit içerisinde ayrışmalı sfalerit (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galen, Kp : kalkopirit, He : hematit)



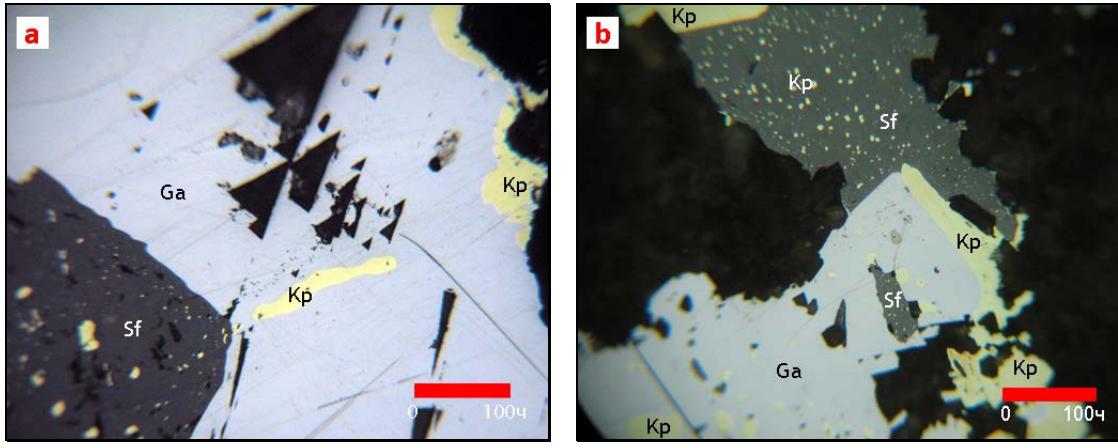
Şekil 6.3.a. İçerisinde granat kapanımı bulunan, zonlu şekilde kalkopirit ayrışmaları içeren sfalerit (Örnek No : BG66), b. Sfalerit içerisinde arsenopirit kapanımı (Örnek No : FD16) (Sf : sfalerit, Kp : kalkopirit, Gr : granat, Asp : arsenopirit)

Galenit, parlatma kesitlerinde genellikle 30 $\mu$  ile birkaç cm boyutlarında izlenirken özşekilli-yarı özşekilli bir yapı sunmaktadır. Tüm galenit tanelerinde parlatma işlemi sırasında oluşan üçgen şeklinde kopmalar net olarak görülmektedir. Galenitler, sfaleritlerle kenetli şekilde, sfaleritlerin kırık ve çatlaklarını doldurur şekilde ve sfaleritleri ornatır şekilde görülmektedir (Şekil 6.4). Ayrıca bazı örneklerde ise galenitler, sfaleritlerin içerisinde kapanımlar şeklinde (Şekil 5.37) izlenmektedir. Bazı kesitlerde galenitler, kalkopiritler tarafından ornatılmış şekilde izlenirken, bazen de kırık çatlak dolguları şeklinde kalkopiritler galenitlerin içerisinde yer almaktadır.



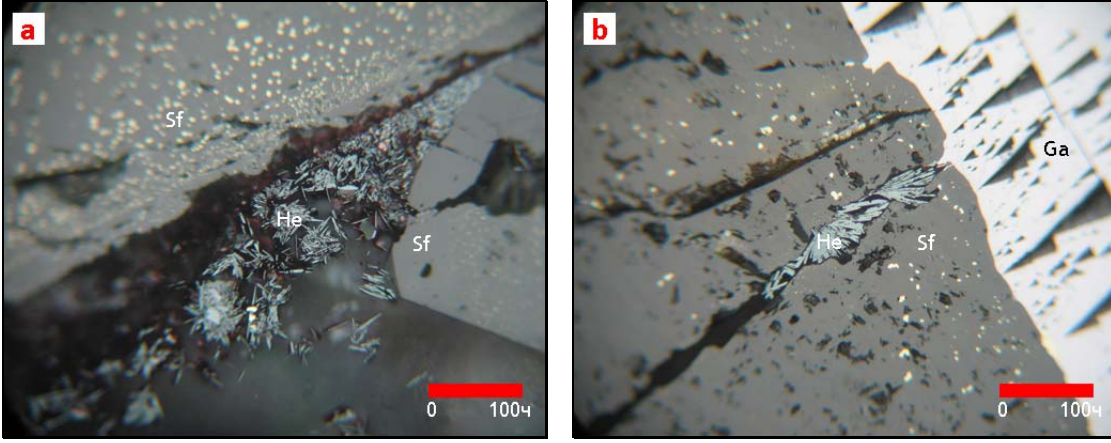
Şekil 6.4 İçerisinde sfalerit kapanımı bulunan ve iri taneli bir sfaleriti kesen galenit (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit)

Kalkopirit, genellikle yarı özşekilli-özşekilsiz olarak izlenmektedir. Boyları inceden iri taneliye kadar değişmekte olan kalkopirit taneleri bazen de yuvarlağımsı şekilde görülmektedir. Sfalerit içerisinde kapanım ve ayrışım lar şeklinde izlenen kalkopiritler bazen de sfaleritleri keser şekilde ve iri taneli olarak bulunmaktadır. Kısmen de sfaleritlerle kenetli olarak görülmektedir. Ayrıca kalkopiritler galenitler içerisinde hem kapanımlar şeklinde hem de galenitlerin etrafını sarmış, ornatmış (Şekil 6.5.a) ve çatlaklarını doldurmuş (Şekil 6.5.b) şekilde de izlenmektedir.



Şekil 6.5.a. Galeniti ornat an kalkopiritler (Örnek No : BG68), b. Hem sfalerit içinde ayrışım şeklinde, hem de galenitin çatlak dolgusu şeklinde kalkopirit jenerasyonları (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit, Kp : kalkopirit)

Bazı örnekleri spekülarit türünde olan hematitler genellikle ince taneli, kristal yığılımları şeklinde ve kesitlerde diğer cevher minerallerine göre daha az bulunmaktadır. Kırmızı iç yansıması gösteren hematitler, radyal-ışımsal bir yapı sergilemektedir (Şekil 6.6.a). Bazı hematitler, sfaleritlerin çatlaklarında kuvarsla birlikte bulunurken (Şekil 6.6.b), bazıları ise sfaleritlerin çevresini sarmış veya sfaleritle kenetlenmiş şekilde izlenmektedir. Kesitlerde bazen de galenit ve kalkopiritlerin de etrafını sarmış şekilde görülen hematitler, granatların da kırık ve çatlaklarında izlenmektedir. Genellikle epidot, johansenit ve kloritlerle birlikte görülen hematitler bunların kırık ve çatlaklarını doldurmaktadır.



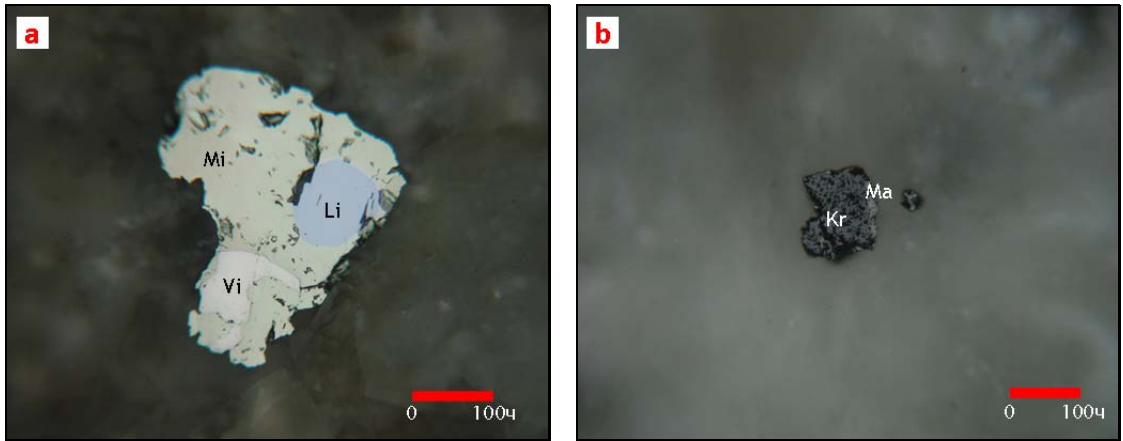
Şekil 6.6.a. Gang minerallerinin ve sfaleritlerin çatlığında görülen ışınsal hematitler (Örnek No : BG71), b. Sfaleritin çatlaklarındaki ışınsal hematitler (Örnek No : BG68) (Sf : sfalerit, Ga : galenit, He : hematit)

Cevher mikroskobisinde incelenen örneklerin aynı zamanda ince kesitleri de yapılmıştır. Her iki kesit birlikte değerlendirildiğinde; gang mineralleri olarak izlenen granat, epidot ve johansenitlerin ise parlatma kesitlerinde tespit edilebilen bazı özellikleri ise şu şekildedir : Granatlar, genellikle orta-iri taneli, özşekilli-yarı özşekilli (Şekil 6.7) ve bazıları ise zonlu yapılar sergilemektedir. Genellikle kataklazma gösteren granat tanelerinin bazı türleri hidrogranata bazıları ise epidota dönüşmüş şekilde izlenmektedir. Genellikle etrafını galenit, sfalerit ve hematit sarmış şekilde görülürken araları ise iri taneli kalsit mineralleri doldurmuştur. Birkaç kesitte ise izotrop granatın içerisinde anizotrop granat kapanımı bulunurken bazen de granat taneleri sfaleritler içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır. Çoğunlukla cevherlerin çevresinde görülen epidotlar, johansenitlerle içiçe bulunmaktadır. Genellikle çubuksu şekilde görülen epidotların bazı örneklerinde ise iskeletimsi yapılar görülmektedir. Johansenitler genellikle iri taneli ve radyal-ışınsal bir yapı sergilemektedirler. Sfalerit damarcıkları ile kesilen johansenitlerin bazen de aralarında sfalerit ve galenit taneleri bulunmaktadır. Bazı johansenitler kuvars ve kalsit mineralleri tarafından ornatılarak alterasyona uğratılmıştır.



Şekil 6.7 İçerisinde ve etrafında granat taneleri bulunan sfalerit (Örnek No : FD11) (Sf : sfalerit, Gr : granat)

Galerilerden alınan cevherli örneklerden birisinde (HDK95) yapılan cevher mikroskopisi çalışmaları sırasında linneyit ( $\text{Co}^{+2}\text{Co}_2^{+3}\text{S}_4$ ), millerit (NiS), viyolarit ( $\text{Fe}^{+2}\text{Ni}_2^{+3}\text{S}_4$ ) (Şekil 6.8a) ve kromit (Şekil 6.8b) minerallerine rastlanmıştır. Gerek galeri haritalarında görülmeyen gerekse de bölgede yüzlek vermeyen fakat bölgede yapılmış sondajların karotlarında kesilen serpantinit birimleri ile ilişkili olduğu sanılan bu örnek, diğer ana cevher minerallerini içeren örneklerden farklı olarak değerlendirilebilir.



Şekil 6.8.a. Viyolarit, Linneyit ve Millerit (Örnek No : HDK95), b. Kenarından manyetite dönüşmüş kromit tanesi (Örnek No : HDK95) (Vi : viyolarit, Li : linneyit, Mi : millerit, Kr : kromit, Ma : manyetit)





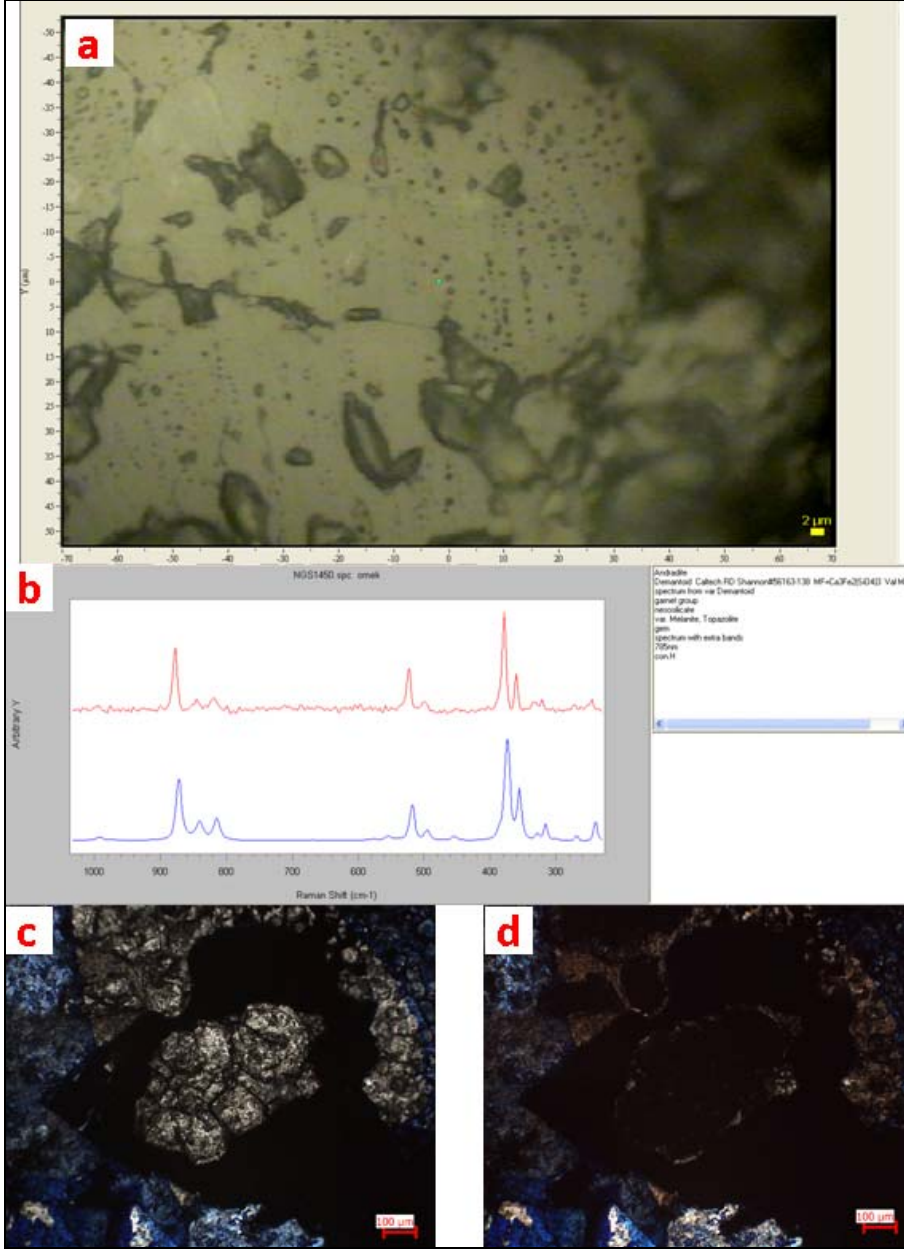
## 7. MİNERAL KİMYASI

Mineral kimyası çalışmaları, Çanakkale-Yenice ilçesi Kalkım Beldesi güneyinde yer alan metamorfik birimler ve bunlarla ilişkili cevher oluşumları içerisinde bulunan bazı minerallerin türlerini belirlemek amacıyla Raman Spektrografisi, SEM-EDS ve Mikroprob çalışmaları (EPMA) olarak yürütülmüştür.

### 7.1 Raman Spektroskopisi Çalışmaları

Tez kapsamında yapılan Raman Spektroskopi çalışmalarında 21 adet kesit üzerinde 45 adet nokta analizi yapılarak granat, epidot, piroksen, cevher mineralleri ile gerek cevherli örnekler gerekse de yan kayaçlar içerisinde görülen ince taneli diğer opak minerallerin türleri tespit edilmeye çalışılmıştır.

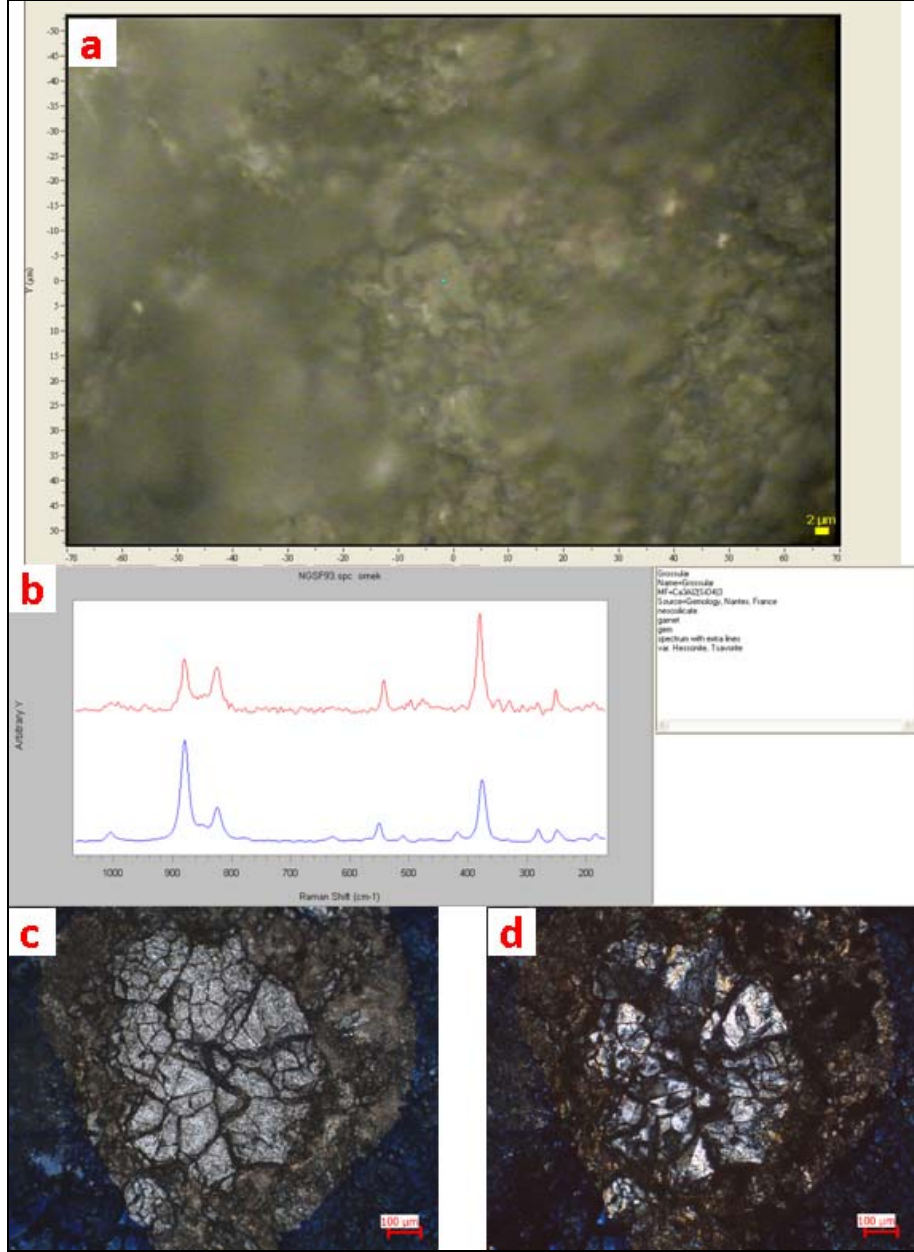
Granat mineralleri üzerinde yapılan analizlerde granat grubu minerallerin türleri andradit ( $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) (Şekil 7.1) ve grossular ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) (Şekil 7.2) olarak belirlenmiştir. Zonlu granatlarda yapılan analizlerde de yine bu zonların andradit ve grossularca zengin oldukları ve kimyasal değişimlerden dolayı da zonlu bir yapı kazandıkları belirlenmiştir. Zonlu granatlar üzerindeki bu değişim, Bölüm 7.2’de yer alan SEM-EDS ve Bölüm 7.3.4’deki EPMA çalışmalarında da ayrıca incelenmiştir.



Şekil 7.1 Andradit mineraline ait raman spektroskopi analizi (Örnek No : BAG07-3a)

- Andradit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

Mineral kimyası çalışmalarında hem zonlu granatların hem de zonlanma göstermeyen granatların izotrop olan kısımlarının andraditçe zengin granat, anizotrop olan kısımlarının ise grossularca zengin granatlar oldukları tespit edilmiştir.

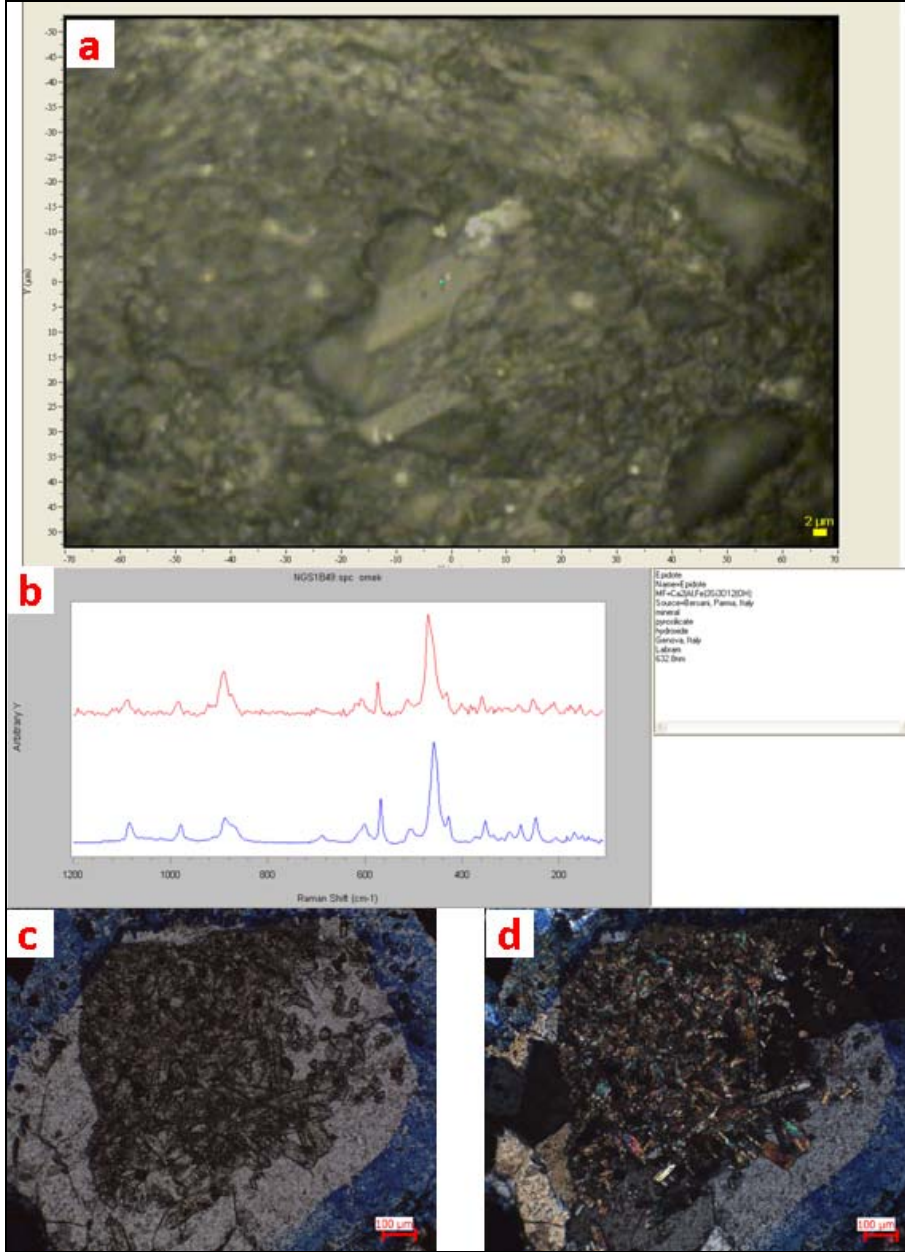


Şekil 7.2 Grossular mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG66)

- Grossular minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

Epidot mineralleri üzerinde yapılan analizlerde epidot grubu minerallerin türleri epidot (Şekil 7.3), pistazit ( $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ) (Şekil 7.4) ve klinozoisit ( $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ ) (Şekil 7.5) olarak belirlenmiştir. Bölüm 5’de bahsedildiği gibi

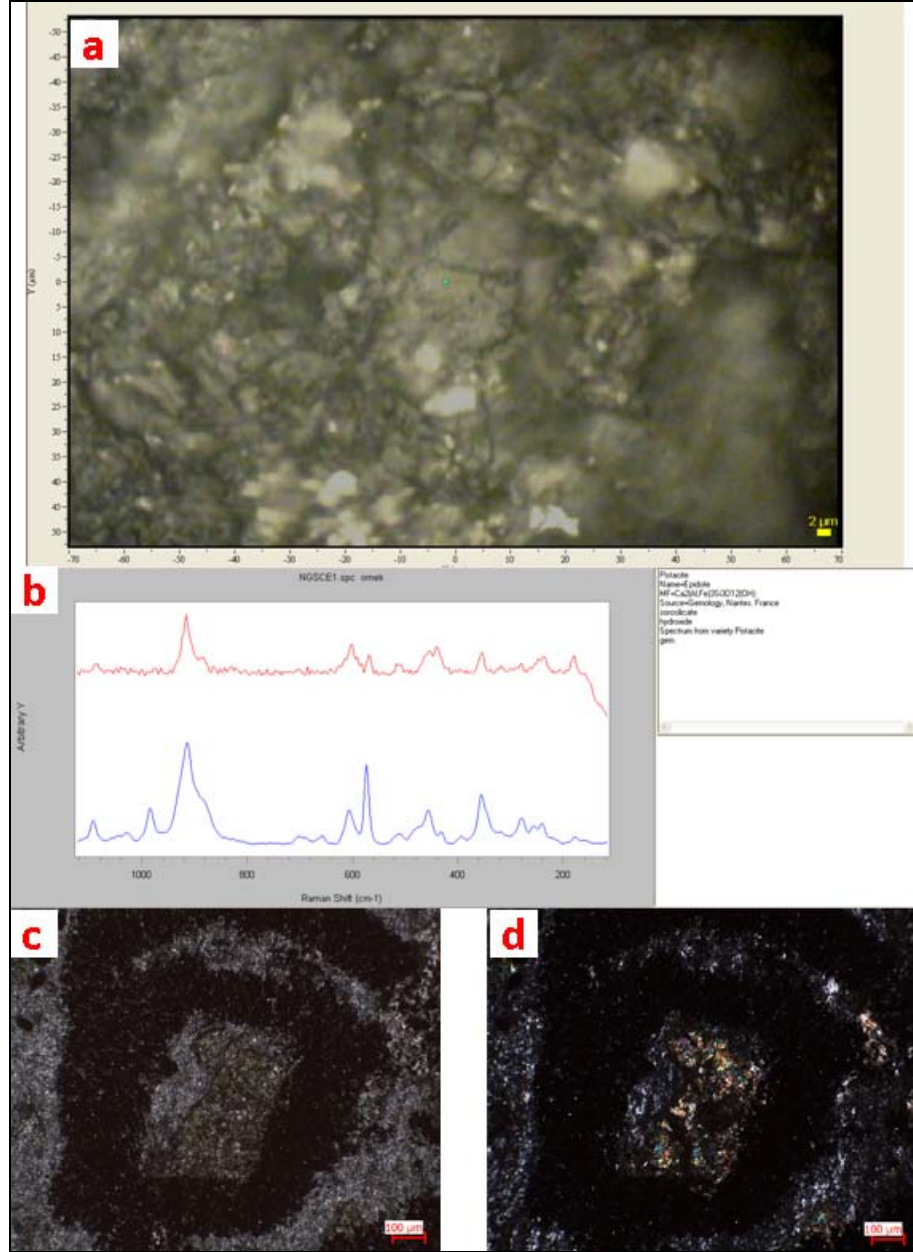
epidot grubu mineraller hem şistlerin içerisinde birincil olarak hem de kırık ve çatlaklara yerleşen kuvars ve karbonatlarla birlikte ikincil olarak görülmektedir.



Şekil 7.3 Epidot mineraline ait raman spektroskopi analizi (Örnek No : BG72)

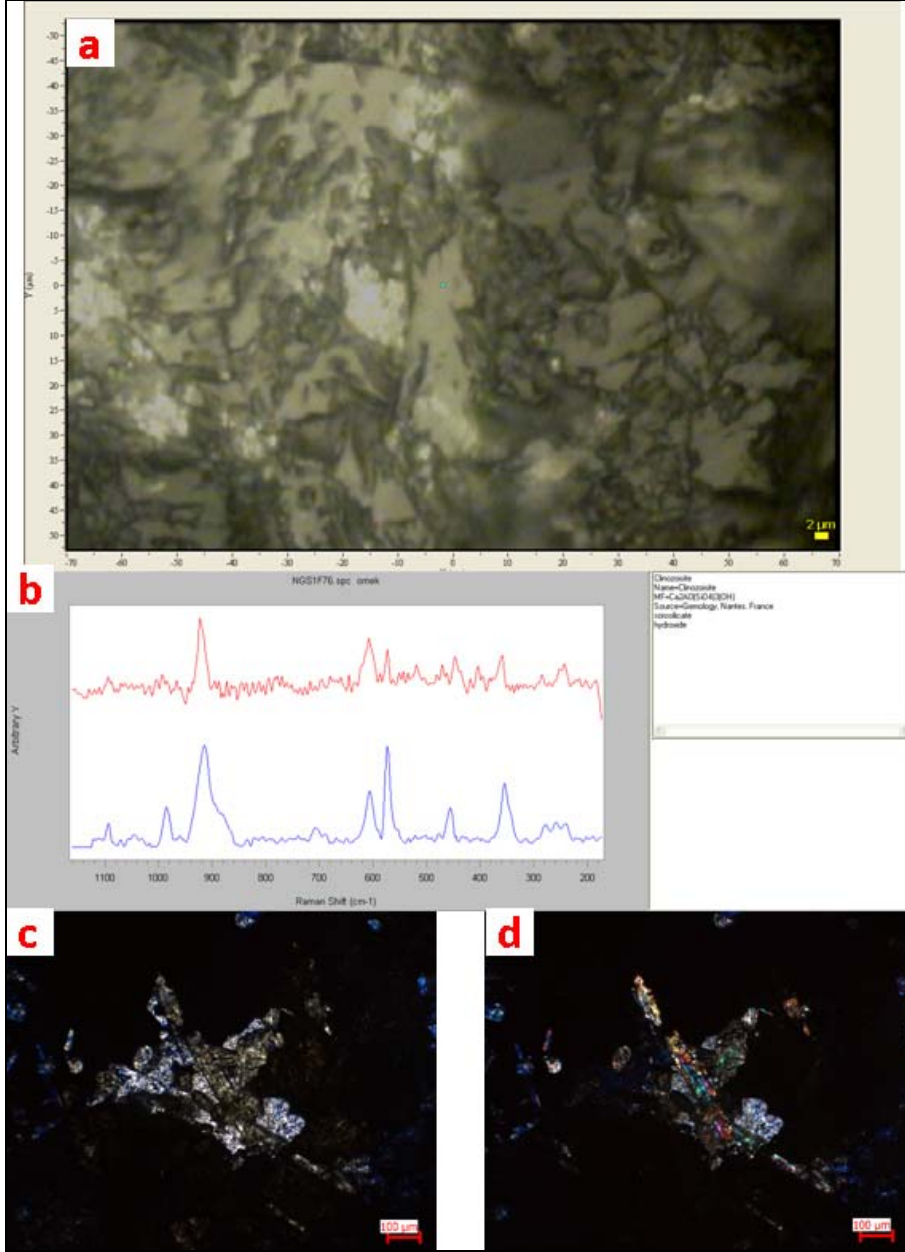
- Epidot minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

Yapılan Raman spektroskopi incelemelerinde epidot grubu minerallerinden herhangi bir türünün, hem şistler içindeki birincil hem de cevherleşmeye eşlik eden ikincil tür oluşumlara özgü olmadığını ve tüm epidot grubu minerallerinin her iki oluşum türünde de görülebildiklerini göstermiştir.



Şekil 7.4 Pistazit mineraline ait raman spektroskopi analizi (Örnek No : BG87)

- Pistazit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

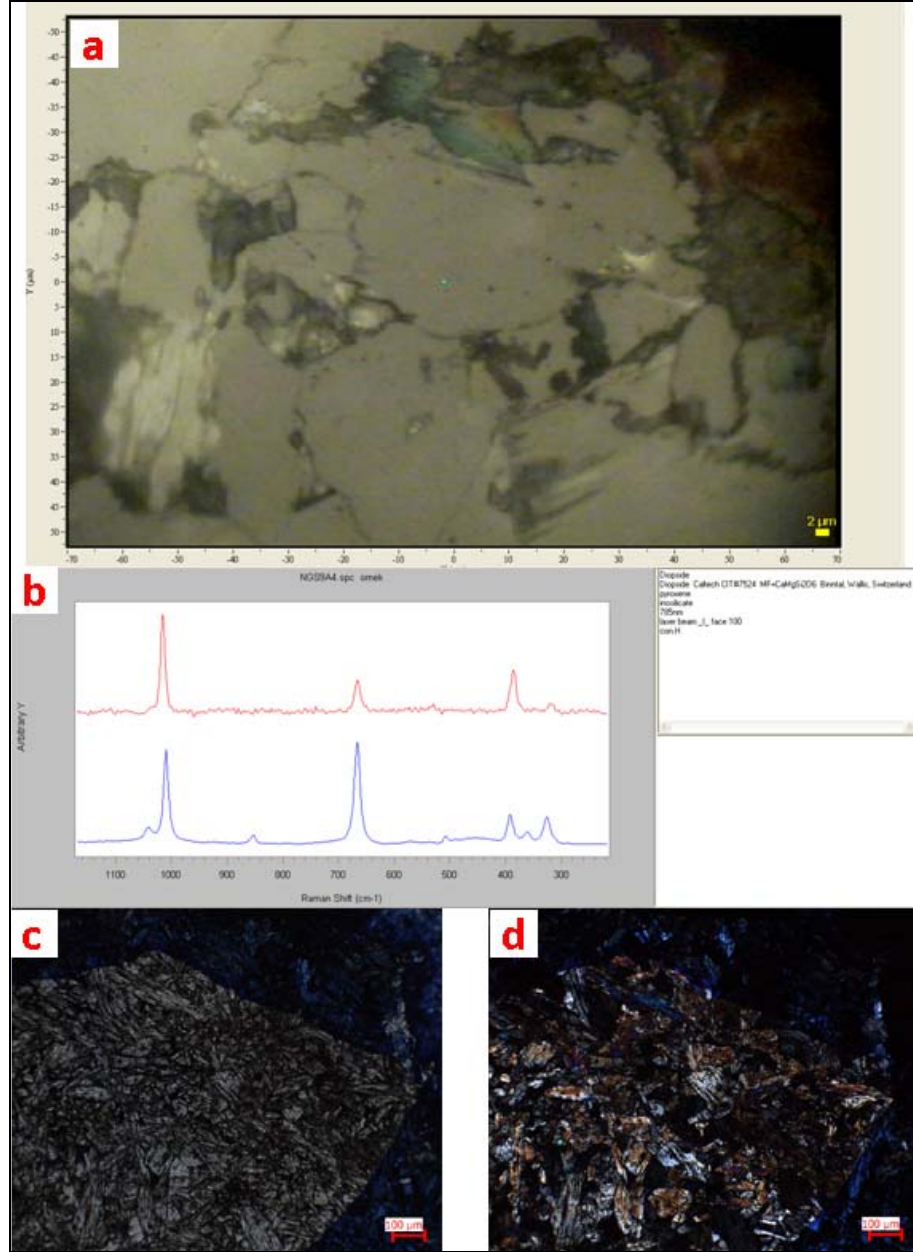


Şekil 7.5 Klinozoisit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD11)

- a. Klinozoisit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- b. Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- c. Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- d. Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

EPMA analizleri ile incelenen johansenit mineralleri dışında piroksen mineralleri üzerinde BAG07-2 numaralı örnekte yapılan Raman Spektroskopisi çalışmalarında, bu minerallerin türlerinin tamamıyla diyopsit ( $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ) (Şekil 7.6) olduğu

belirlenmiştir. Bu mineral ile ilgili olarak yapılan petrografik çalışmalara Bölüm 5’de değinilmiştir.

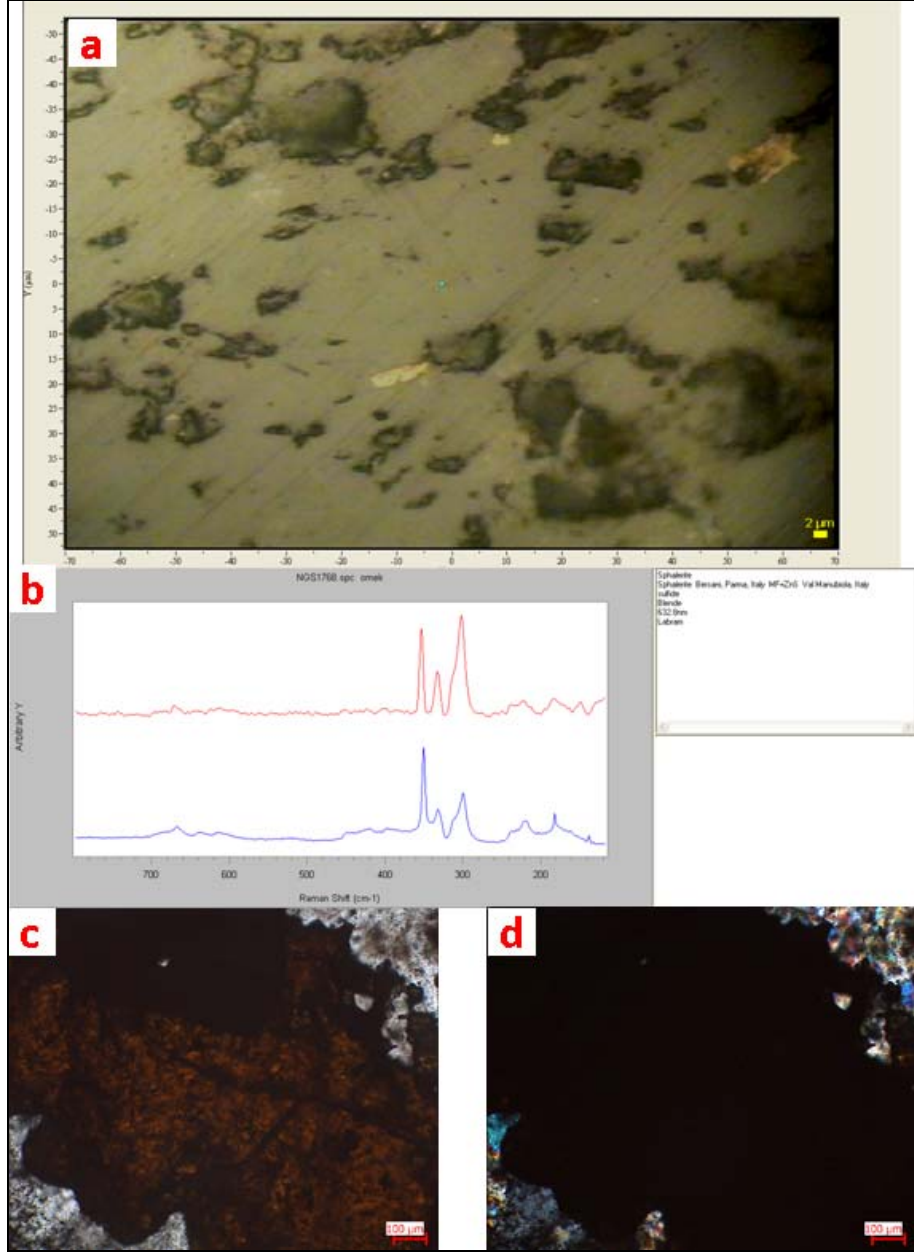


Şekil 7.6 Diyopsit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BAG07-2)

- Diyopsit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

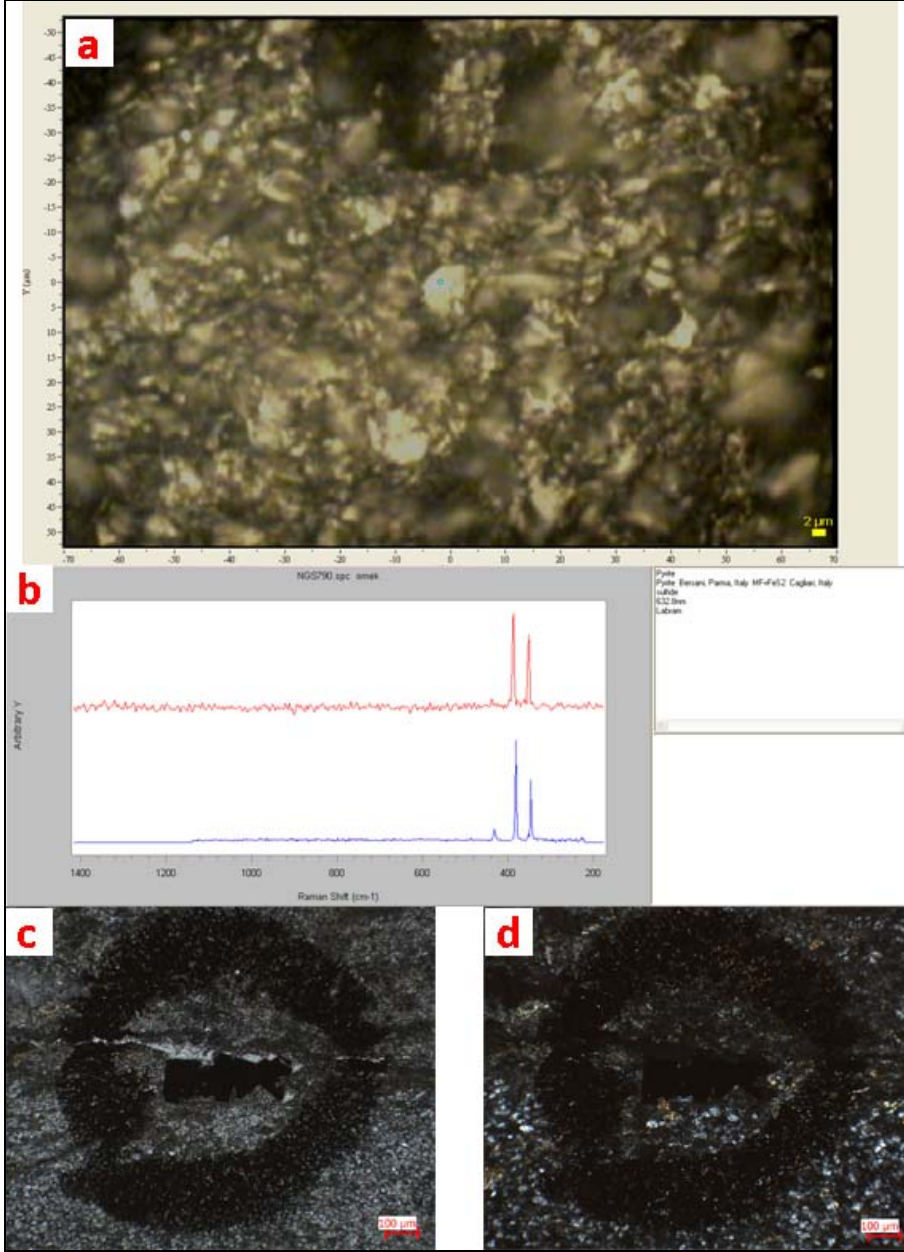
Cevher mineralleri ve ince taneli diğer opak mineraller üzerinde yapılan analizlerde bu minerallerin temel olarak sfalerit ( $ZnS$ ) (Şekil 7.7), pirit ( $FeS_2$ ) (Şekil 7.8), kalkopirit ( $CuFeS_2$ ) (Şekil 7.9), manyetit ( $Fe_3O_4$ ) (Şekil 7.10) ve ilmenit ( $FeTiO_3$ ) (Şekil 7.11) oldukları tespit edilmiştir. Opak mineraller üzerinde yapılan Raman Spektroskopi çalışmaları özellikle yan kayaç örnekleri üzerinde cevher mikroskobisi yapılmaması sebebiyle bu kayaçlardaki opak minerallerin tespiti için yapılmıştır (burada analizi yapılan sfalerit minerali cevher zonundan alınmıştır). Kalkopirit mineralleri ince taneli opak mineraller olarak izlenirken, bazen de sfaleritler içerisinde kapanım şeklinde oldukları görülmüştür.





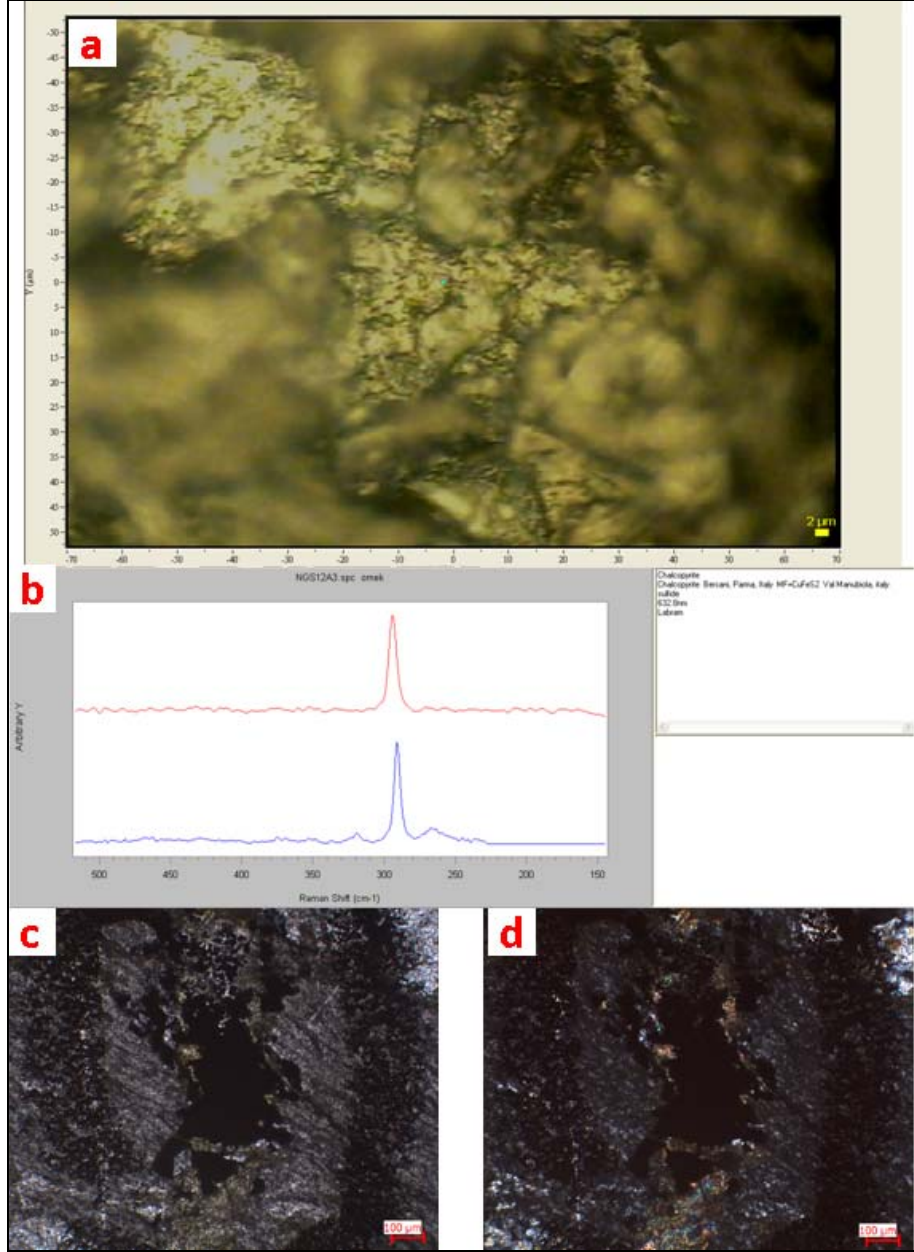
Şekil 7.7 Sfalerit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD6)

- Sfalerit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).



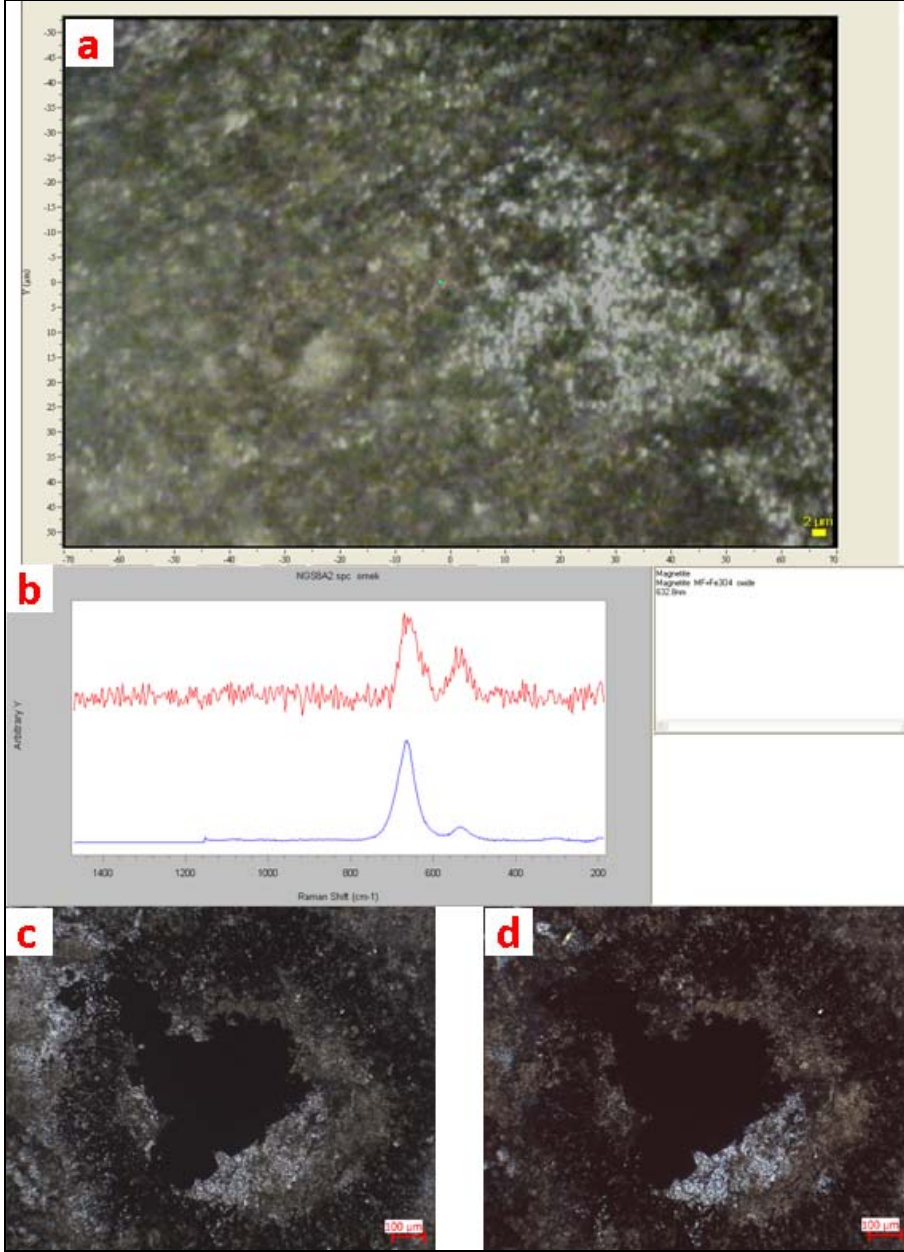
Şekil 7.8 Pirit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : BG60)

- Pirit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).



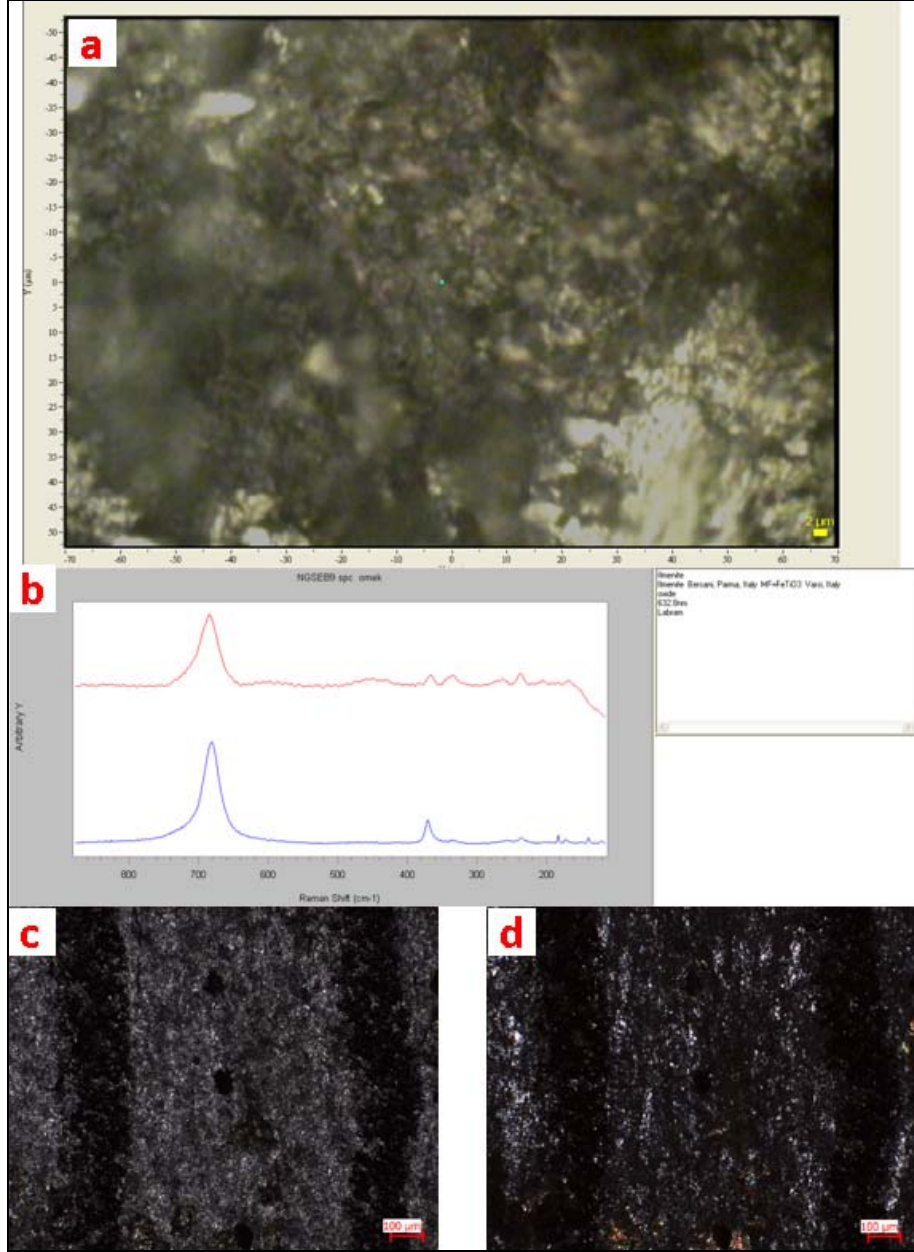
Şekil 7.9 Kalkopirit mineraline ait raman spektroskopisi analizi (Örnek No : FD3)

- Kalkopirit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).



Şekil 7.10 Manyetit mineraline ait raman spektroskopi analizi (Örnek No : BG60)

- Manyetit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).



Şekil 7.11 İlmenit mineraline ait raman spektroskopi analizi (Örnek No : BG87)

- İlmenit minerali içerisinde analizi yapılan nokta,
- Bu noktaya ait spektrumun (kırmızı) standart ile (mavi) karşılaştırılması,
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (tek nikol),
- Analizi yapılan noktanın polarizan mikroskoptaki görünümü (çift nikol).

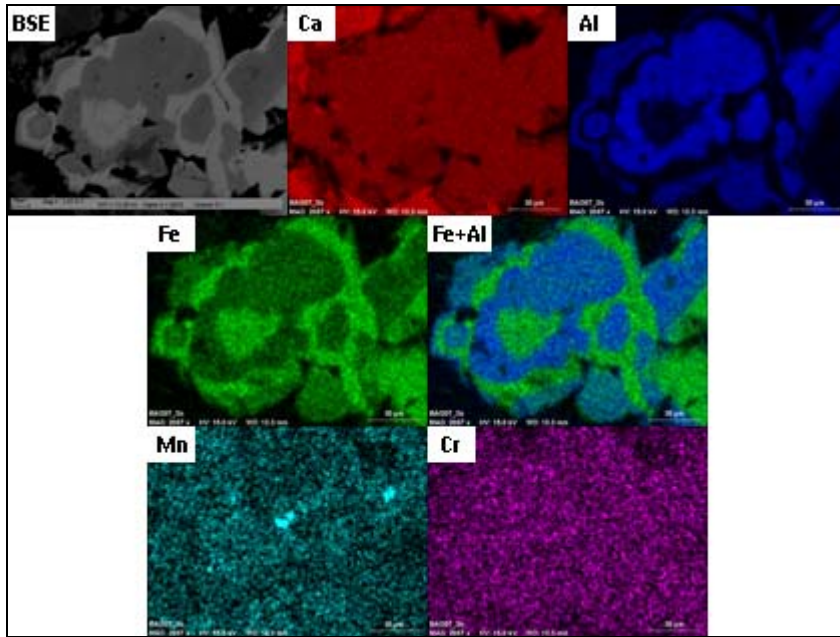
## 7.2 SEM-EDS Çalışmaları

SEM-EDS çalışmaları ise 4 adet parlatılmış ince kesit (BAG07-3a, BAG07-3b, BB2, BG66) üzerinde bulunan 12 adet zonlu granat üzerinde yapılmıştır. Dedeksiyon limiti

1000 ppm'in üzerinde olması sebebiyle granat zonlarında yalnızca ana element değişimleri görülebilmektedir. Yapılan analizlerde bazı granatların element dağılım haritaları (Al, Ca, Fe, Mn ve Cr) yapılırken, bazı granatlarda da belirli bir hat üzerinden kimyasal değişim ölçülmeye çalışılmıştır.

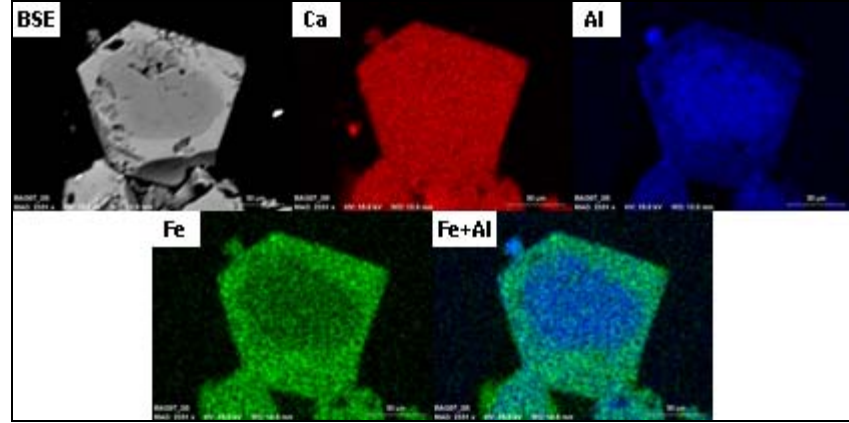
BAG07-3a ve BAG07-3b (Bağırkaç (Desandre) Galerisi, cevherli kayaç) ince kesitinde granatlar hem toplu şekilde hem de tanelel olarak incelenmişlerdir. Her iki tür incelemede de granatlardaki kimyasal değişim belirlenmeye çalışılmıştır. Bazı granatlarda kenardan merkeze doğru birkaç kez zonlanma gösteren granatlar bazen de kenar zonlarında farklı bir kimya, merkez kısımlarında ise farklı bir kimyaya sahiptirler.

Yapılan analizlerde bu zonlanmaya sebep olan ana elementlerin Al ve Fe oldukları tespit edilmiştir. Bu elementlerden birisinin bol bulunduğu ortamda diğerinin az bulunduğu belirlenmiş ve bu kimya değişimi de granatlardaki zonlu yapıyı ortaya çıkarmıştır. Bununla birlikte Ca, Mn ve Cr elementlerinin değişimi de element haritalarında incelenmiş fakat bu elementlerde herhangi bir sistematik değişime rastlanılmamıştır (Şekil 7.12).



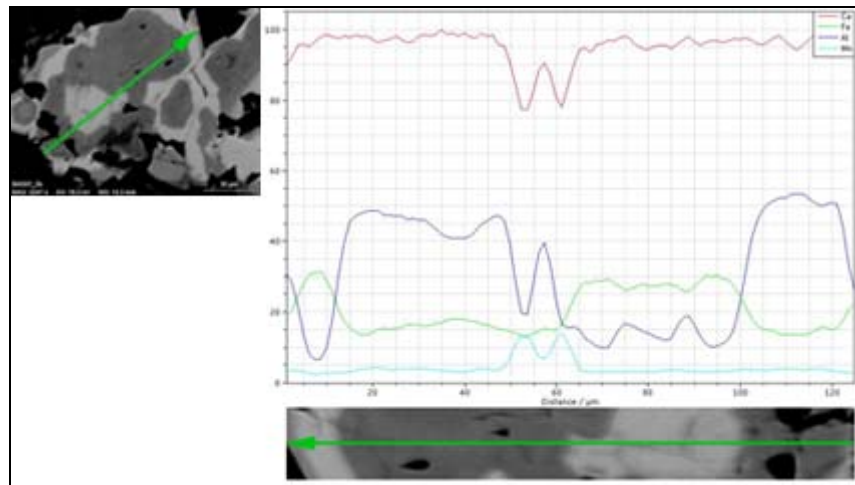
Şekil 7.12 BAG07-3a ince kesitindeki zonlu granatların element dağılım haritası

BAG07-3b ince kesiti üzerinde incelenen tek granat tanesindeki (Şekil 7.13) zonlanmanın, diğer tanelerde görülen kristal düzlemi boyunca olmaması buradaki kimyasal değişiminin zonlanmadan dolayı olmadığını, granat tanesi içerisinde başka bir granat tanesinin kapanılarak oluştuğunu göstermektedir. Yapılan petrografik incelemelerle de bu değişim tespit edilerek bu sonuç teyit edilmiştir.



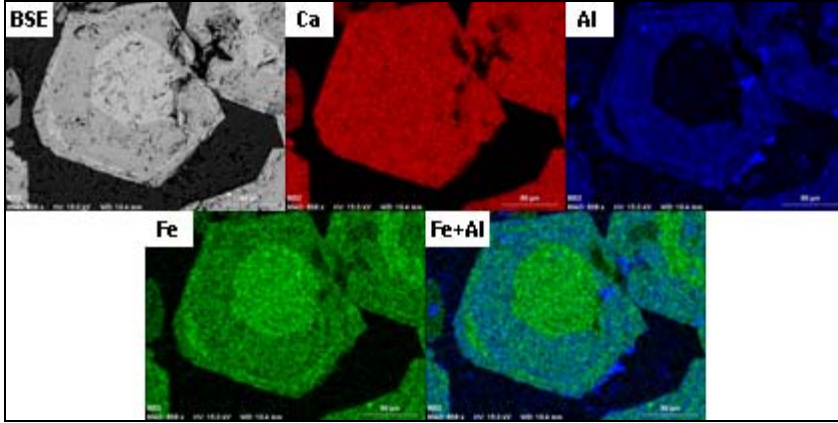
Şekil 7.13 İçerisinde granat kapanımı bulunan granat tanesi

Granat taneleri üzerinde belirli bir hat boyunca yapılan analizlerde ise profil hattının geçtiği yerlerde bulunan ve taneler içerisindeki çatlaklara, kapanımlara veya ufak kimya değişimlerine denk gelen yerler dışında tüm profil hatlarında Al ve Fe elementlerindeki değişim belirlenmiş olup, Ca ve Mn element değerlerinde ise bu değişimin oldukça az olduğu tespit edilmiştir (Şekil 7.14).

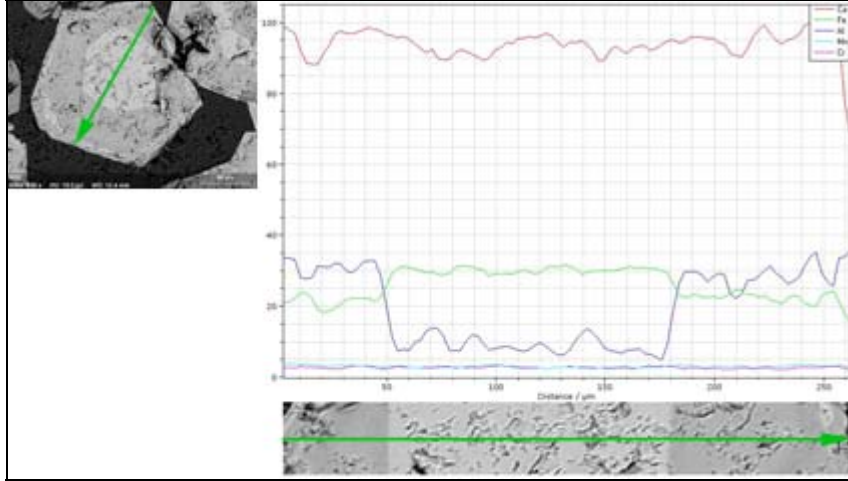


Şekil 7.14 Granat taneleri üzerinde atılan profil hattı

BB2 (Bakır Baca, cvherli kayaç) ince kesitinde bulunan granat taneleri üzerinde yapılan analizlerde de BAG07-3 kesitlerinde bulunan granat taneleri ile benzer bir kimyasal değişim tespit edilmiştir (Şekil 7.15). Bu kesit üzerinde özellikle kristal düzlemleri boyunca meydana gelen kimyasal değişim de profil hatlarında çok net olarak görölmektedir (Şekil 7.16).



Şekil 7.15 BB2 ince kesitinde görölen granat tanesinin element haritası

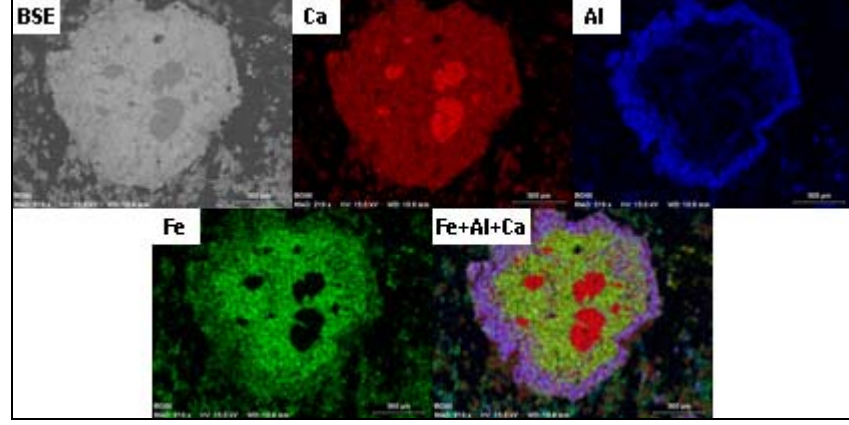


Şekil 7.16 Granat tanesi boyunca atılan profil hattı

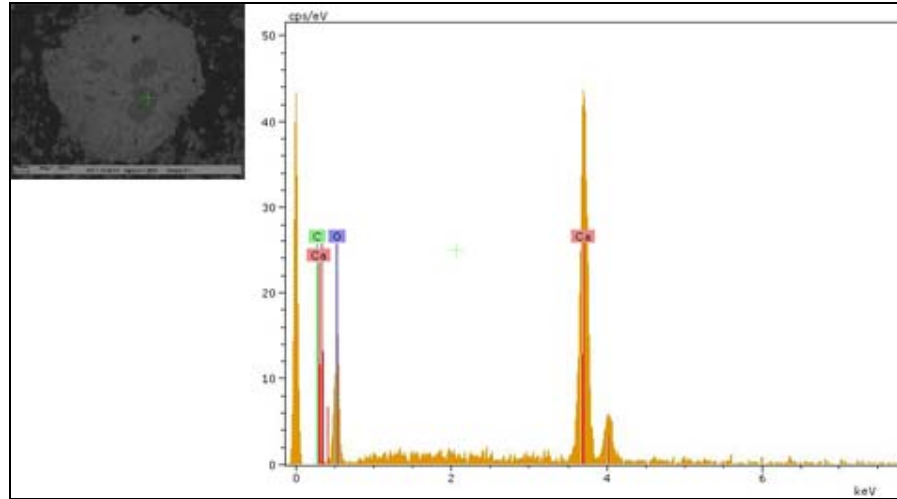
BG66 (Bağırkaç (Desandre) Galerisi, cevherli kayaç) ince kesitinde yapılan incelemelerde de diğer granatlarla benzer bir kimyasal değişim tespit edilmiştir. Bir granat örneğinde ise yüksek Ca değeri veren bazı bölgeler tespit edilmiştir (Şekil 7.17). Bu bölgelerde yapılan nokta analizinde ise bu bölgelerin kalsit ( $\text{CaCO}_3$ ) kapanımları



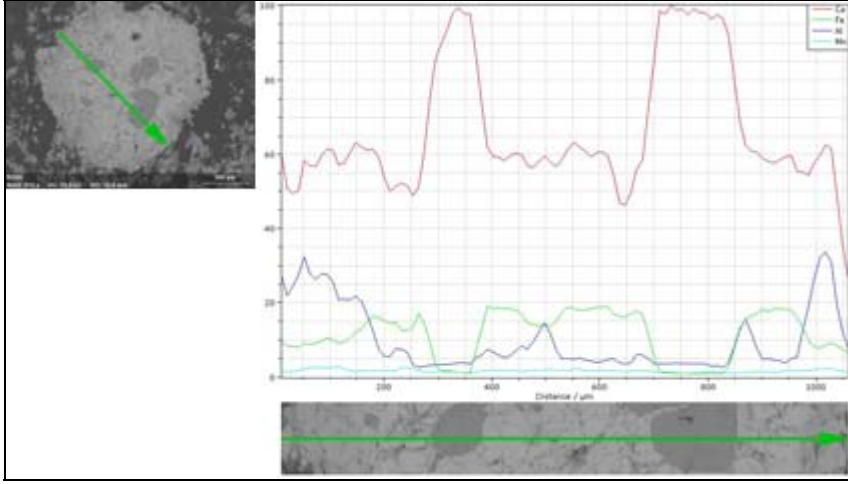
oldukları belirlenmiştir (Şekil 7.18). Yine profil hattı boyunca da özellikle Ca elementindeki bu kimyasal değişim çok net olarak izlenmektedir (Şekil 7.19).



Şekil 7.17 İçerisinde kalsit kapağını bulanan granat tanesinin element haritası



Şekil 7.18 Kalsit kapağını üzerinde yapılan nokta analizi



Şekil 7.19 İçerisinde kalsit kapanımı bulunan granat tanesi boyunca atılan profil hattı

Tüm örnekler bir arada değerlendirildiği zaman, granat zonlarındaki Al ve Fe elementlerinin değişimi, element haritalarında ve tüm granat tanesi boyunca atılan profil hatlarında net olarak görülmektedir. Bununla birlikte Ca, Mn ve bazı örneklerde yapılan Cr element haritalarında ve profil hatlarında, zonlar boyunca bu elementlerde çok fazla bir değişim gözlenmemiştir. Bulunan tüm bu sonuçlar petrografi ve raman spektroskopisi çalışmalarıyla da tam bir uyumluluk sergilemektedir.

### 7.3 Elektron Mikroprob (EPMA) Çalışmaları

Türkiye’de yapılan Raman Spektroskopisi ve SEM-EDS çalışmalarında bazı gang ve cevher mineral türleri ve/veya element dağılım haritaları elde edilmiştir. A.B.D. Nevada Üniversitesi, Las Vegas, EMIL (Electron Microanalysis Image Laboratory) EPMA laboratuvarlarında yapılan çalışmalarda ise Bağırkaç, Fırıncık dere ve Handeresi galerilerinden alınan bazı galenit, sfalerit ve pirit mineralleri ile granat ve piroksen minerallerinde nokta ve profil hatlarında yürütülen EPMA çalışmaları aşağıda sunulmuştur. Özellikle sülfid minerallerinde Pb, Zn, Fe ve S gibi ana elementlerin yanı sıra başta Cu, Ag, Te, Bi, Cd olmak üzere Co, Ni, Hg, As ve Sb element dağılımları cevherleşme sırasında etkin çözeltilerin karakterlerini anlamak ve jeokimyasal verilerle karşılaştırmak açılarından çok yararlı bilgiler sunmaktadır.

### 7.3.1 Galenit

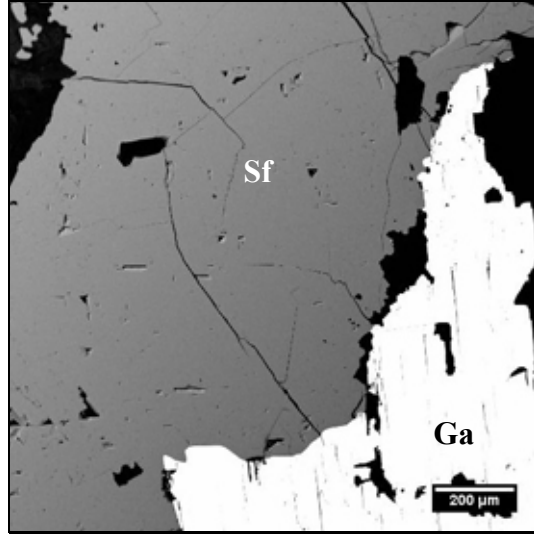
Fırıncık dere galerisinden bir (FD6), Bağırkaç (Desandre) galerisinden iki (BG71 ve BG64) ve Handeresi (Dere kenarı) galerisinden bir (HDK90) örneğin galenitlerinde mikroprob çalışmaları yapılmıştır (Çizelge 7.1 - 7.3), (Şekil 7.20).

Çizelge 7.1 Fırıncık dere galerisinde görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

FIRINCIK DERE GALERİSİ								
(%)	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	ORT.
As	-	-	-	-	-	-	-	-
S	13.417	13.444	13.221	13.336	13.341	13.455	13.441	13.379
Fe	0.025	-	-	0.004	-	-	0.015	0.006
Zn	0.018	0.022	0.001	0.019	-	0.008	0.014	0.012
Pb	85.95	85.56	86.56	86.85	86.58	86.34	85.25	86.15
Ni	-	-	-	-	0.025	-	0.007	0.004
Hg	-	0.019	-	-	-	0.009	-	0.004
Co	0.047	0.025	0.005	-	-	-	0.003	0.011
Ag	-	0.035	0.024	0.002	0.029	0.028	0.048	0.024
Cu	-	0.067	-	-	-	-	0.038	0.015
Te	0.022	0.020	0.059	0.055	0.038	0.005	0.048	0.035
Bi	0.265	0.461	0.355	0.121	0.358	0.224	0.252	0.291
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	0.148	0.147	0.121	0.168	0.141	0.135	0.130	0.141
Top.	99.89	99.80	100.35	100.55	100.51	100.20	99.24	

Çizelge 7.2 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 ve BG64 numaralı örneklerde görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

BAĞIRKAÇ (DESANDRE) GALERİSİ												
(%)	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	ORT.
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	13.507	13.456	13.307	13.061	13.246	13.472	13.511	13.366				
Fe	0.007	0.032	0.033	-	-	0.065	-	0.020				
Zn	0.001	0.002	0.036	-	-	0.028	0.0096	0.011				
Pb	87.61	87.45	86.91	85.36	86.16	87.31	87.24	86.86				
Ni	-	0.021	-	-	-	-	0.016	0.005				
Hg	0.046	-	-	0.0004	-	-	-	0.007				
Co	0.001	0.009	0.003	-	0.018	-	0.017	0.007				
Ag	-	0.023	0.030	-	-	0.010	-	0.009				
Cu	-	-	-	-	-	0.011	-	0.002				
Te	0.009	0.036	0.036	0.017	0.004	-	-	0.015				
Bi	-	0.052	0.232	0.342	0.626	0.563	0.668	0.355				
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cd	0.121	0.191	0.110	0.153	0.163	0.088	0.115	0.134				
Top.	101.30	101.27	100.69	98.93	100.22	101.54	101.57					
(%)	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	ORT.
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	13.326	13.453	13.170	13.395	13.596	12.920	13.352	13.322	13.420	13.489	13.294	13.340
Fe	0.026	0.024	-	0.029	0.015	0.025	0.075	0.027	-	-	0.035	0.023
Zn	0.038	0.004	0.027	-	0.004	0.030	-	0.025	0.005	0.016	-	0.014
Pb	86.63	86.82	87.12	87.65	86.36	88.25	87.75	86.44	86.54	87.28	87.14	87.09
Ni	-	-	-	-	-	0.026	0.012	0.013	-	0.028	-	0.007
Hg	0.008	-	0.076	0.039	0.016	-	0.020	-	0.041	0.071	0.015	0.026
Co	0.013	0.019	0.039	-	-	-	0.005	-	-	-	0.007	0.008
Ag	-	0.057	-	-	-	-	0.011	0.043	0.025	0.014	-	0.014
Cu	-	0.025	0.020	-	-	-	0.027	-	-	0.028	0.007	0.010
Te	0.038	0.032	0.025	0.060	0.000	0.030	0.005	0.051	0.006	0.002	0.050	0.027
Bi	0.274	0.362	0.099	0.671	0.373	0.540	0.122	0.025	0.362	-	0.453	0.298
Sb	-	-	0.011	-	-	-	-	-	-	-	0.004	0.001
Cd	0.142	0.138	0.168	0.112	0.169	0.142	0.115	0.097	0.105	0.108	0.112	0.128
Top.	100.49	100.93	100.75	101.96	100.54	101.97	101.49	100.04	100.50	101.04	101.11	



Şekil 7.20 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 örneğinde mikroprob çalışması yapılan galenitin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Ga : galenit)

Çizelge 7.3 Handeresi (Dere kenarı) galerisinden alınan HDK90 numaralı örnekte görülen galenit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

HANDERESİ DEREKENARI GALERİSİ	
(%)	HDK90
As	-
S	13.254
Fe	0.426
Zn	-
Pb	86.54
Ni	-
Hg	-
Co	-
Ag	0.031
Cu	0.001
Te	0.034
Bi	0.268
Sb	-
Cd	0.074
Top.	100.62

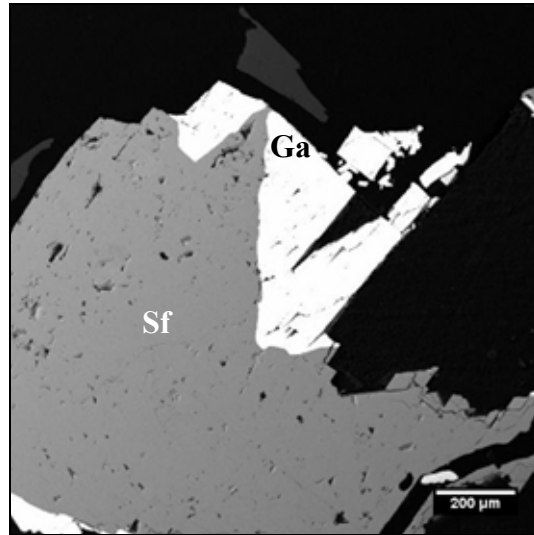
Bu verilerden çıkarılan sonuç şu şekilde özetlenebilir. Galenitlerde Fe, Ni ve Hg oranları ortalama olarak % 0.006'dan azdır. Zn ise az oranlarda olmak üzere % 0.036'ya kadar izlenmektedir. Buna karşın başta Bi (% 0.668 yani 6680 ppm), Cd (% 0.191) olmak üzere Te (% 0.059), Ag (% 0.057) ve Co (% 0.047) değerleri belirgin olarak yüksek olmalarıyla göze çarpmaktadır. Cu çok az ve yer yer bulunmakta ve % 0.067 değerini aşmamaktadır. As ve Sb ise hemen hemen hiç izlenmemektedir.

### 7.3.2 Sfalerit

Galenitlerin mikroprob çalışmalarının yapıldığı örneklerde bulunan sfaleritlerde gerçekleştirilen mikroprob analizlerinin sonuçları Çizelge 7.4, Çizelge 7.5 ve Çizelge 7.6'da sunulmuştur. İki örnekten de çekilen BSE görüntüleri Şekil 7.21 ve Şekil 7.22'de gösterilmiştir.

Çizelge 7.4 Fırincık dere galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

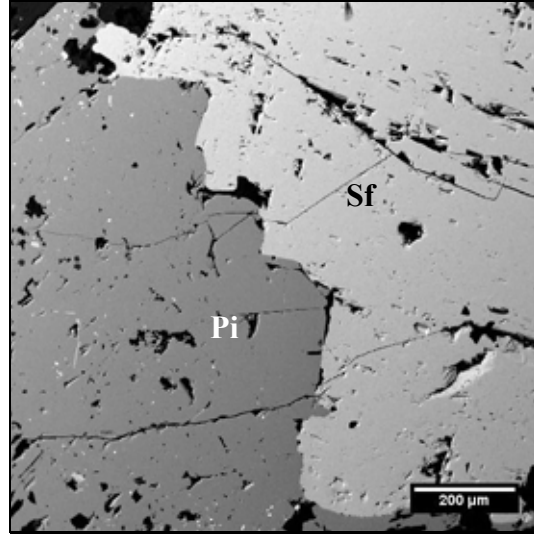
FIRINCIK DERE GALERİSİ									
(%)	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	FD6	ORT.
As	0.019	-	-	0.026	0.024	0.017	0.019	-	0.013
S	33.262	33.384	33.350	33.207	33.410	33.398	33.221	33.280	33.314
Fe	2.588	1.919	2.347	2.151	2.239	2.551	2.469	2.621	2.361
Zn	62.53	64.41	63.28	64.09	64.07	61.53	62.64	62.85	63.17
Pb	0.074	0.031	0.065	0.066	0.056	0.055	0.050	0.081	0.060
Ni	-	0.013	-	-	-	-	0.014	0.001	0.003
Hg	0.014	0.007	-	-	-	0.068	-	-	0.011
Co	0.014	0.043	0.010	0.017	0.001	0.032	0.015	0.007	0.017
Ag	-	0.002	-	-	-	0.004	0.006	-	0.001
Cu	-	0.022	1.000	-	-	-	-	0.006	0.129
Te	-	-	-	-	-	-	0.006	-	0.001
Bi	0.086	-	-	-	0.071	0.243	-	-	0.050
Sb	-	-	-	0.0026	-	-	-	-	0.0003
Cd	0.222	0.200	0.213	0.192	0.210	0.265	0.219	0.246	0.221
Top.	98.81	100.03	100.26	99.75	100.09	98.16	98.66	99.10	



Şekil 7.21 Fırincık dere galerisinden alınan FD6 örneğinde mikroprob çalışması yapılan sfaleritin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Ga : galenit)

Çizelge 7.5 Bağırkaç (Desandre) galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

<b>BAĞIRKAÇ (DESANDRE) GALERİSİ</b>										
<b>(%)</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>BG71</b>	<b>ORT.</b>
<b>As</b>	0.017	0.018	0.014	-	0.007	0.001	0.014	-	-	0.009
<b>S</b>	33.703	33.183	33.414	33.246	33.474	33.243	33.463	33.180	-	33.363
<b>Fe</b>	1.594	1.351	1.364	0.838	2.044	1.228	1.488	0.889	-	1.350
<b>Zn</b>	65.15	65.79	64.73	65.29	64.04	64.34	63.60	65.39	-	64.79
<b>Pb</b>	0.142	-	0.039	0.078	-	0.058	0.081	0.035	-	0.054
<b>Ni</b>	-	-	-	0.013	0.023	0.003	-	-	-	0.005
<b>Hg</b>	-	-	0.021	0.002	-	0.012	-	0.059	-	0.012
<b>Co</b>	0.066	0.014	0.000	0.005	0.036	0.070	-	0.031	-	0.028
<b>Ag</b>	0.005	0.000	0.008	-	0.002	0.012	-	0.004	-	0.004
<b>Cu</b>	0.010	-	0.009	0.080	-	-	0.015	0.082	-	0.024
<b>Te</b>	-	-	-	-	0.015	-	-	-	-	0.002
<b>Bi</b>	0.232	0.193	-	0.175	0.079	-	-	0.072	-	0.094
<b>Sb</b>	-	-	-	-	-	-	0.004	0.003	-	0.001
<b>Cd</b>	0.150	0.211	0.256	0.239	0.248	0.253	0.234	0.223	-	0.227
<b>Top.</b>	101.06	100.76	99.85	99.97	99.97	99.22	98.90	99.97	-	
<b>(%)</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>BG64</b>	<b>ORT.</b>
<b>As</b>	-	0.005	-	-	-	0.005	-	0.019	-	0.003
<b>S</b>	33.237	33.219	33.089	33.438	33.239	32.970	33.396	33.506	32.825	33.213
<b>Fe</b>	0.844	0.934	0.846	0.633	1.162	0.501	0.835	0.733	0.865	0.817
<b>Zn</b>	65.79	63.79	65.79	66.08	64.51	66.12	65.07	65.76	66.70	65.51
<b>Pb</b>	0.143	0.114	0.109	0.071	0.079	0.123	0.056	0.093	0.067	0.095
<b>Ni</b>	0.006	0.005	0.004	-	-	0.001	0.002	-	0.011	0.003
<b>Hg</b>	0.049	-	0.009	0.018	0.006	-	-	0.013	0.008	0.012
<b>Co</b>	0.025	0.023	0.032	0.041	0.049	0.026	0.031	0.037	0.026	0.032
<b>Ag</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Cu</b>	-	0.059	0.076	-	0.016	0.028	0.026	0.003	-	0.023
<b>Te</b>	-	-	-	-	0.006	-	0.002	0.021	-	0.003
<b>Bi</b>	-	-	0.239	0.039	0.225	0.247	-	-	-	0.083
<b>Sb</b>	-	-	-	-	-	0.011	-	-	-	0.001
<b>Cd</b>	0.225	0.221	0.234	0.271	0.236	0.229	0.253	0.250	0.250	0.241
<b>Top.</b>	100.32	98.37	100.43	100.59	99.53	100.26	99.67	100.43	100.75	



Şekil 7.22 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG71 örneğinde mikroprob çalışması yapılan sfaleritin BSE görüntüsü (Sf : sfalerit, Pi : pirit)

Çizelge 7.6 Handeresi (Dere kenarı) galerisinde görülen sfalerit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

HANDERESİ DERE KENARI GALERİSİ					
(%)	HDK90	HDK90	HDK90	HDK90	ORT.
As	0.016	0.011	0.012	-	0.010
S	33.195	33.083	32.840	33.372	33.123
Fe	0.922	1.531	1.087	1.045	1.146
Zn	62.59	65.05	62.93	64.89	63.87
Pb	0.128	0.064	0.119	0.080	0.098
Ni	0.005	0.008	0.005	-	0.004
Hg	-	-	-	0.029	0.007
Co	0.078	0.115	0.060	0.072	0.081
Ag	-	-	0.001	0.007	0.002
Cu	0.087	0.278	0.004	0.030	0.100
Te	-	-	0.003	-	0.001
Bi	0.247	-	0.072	-	0.080
Sb	-	-	0.0003	-	0.000075
Cd	0.176	0.217	0.001	0.013	0.102
Top.	97.44	100.36	97.14	99.54	

Sfaleritlerde yapılan mikroprob analizlerinde Ni, Te ve Hg oranlarının çok az ve düşük olduğu belirgin olarak görülmektedir. Ag ise en fazla % 0.008 oranlarında izlenmekte ve sfaleritler içinde ender olarak görülmektedir. As ve Sb'a da seyrek ve çok az oranlarda rastlanmaktadır. Buna karşın Fe oranları her noktada % 1 civarından başlayıp % 2.621'lere kadar oldukça yüksek miktarlarda bulunmaktadır. Bu da sfaleritlerin mutlaka biraz Fe içeren türler olduklarına işaret etmektedir. Sfaleritler için diğer en tipik bir element % 0.265 değerlerine kadar yükselen Cd'dir. Pb elementi, sfaleritlerin içinde



% 0.143'lere kadar çıktığı görülmektedir. Bi elementi de analizi yapılan her noktada görülmemekle beraber % 0.247'ye kadar çıkan bazı değerler sunabilmektedir. Cu da az sayıda noktada ve en fazla % 0.278'e çıkan oranlarda saptanmıştır. Co ise analizlerde hemen hemen her noktada ve % 0.115'in altındaki değerlerde bulunmaktadır.

### 7.3.3 Pirit

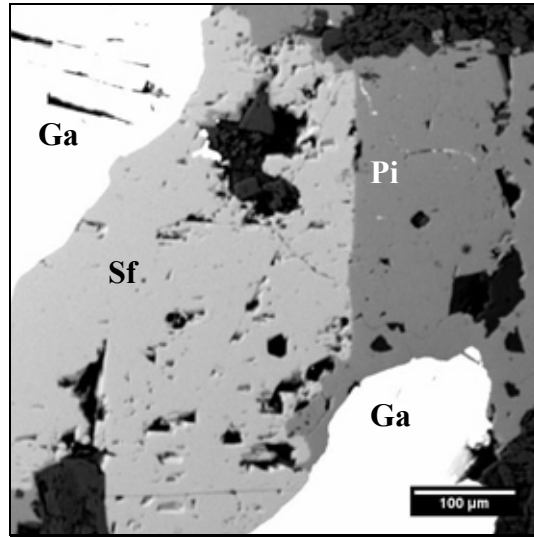
Pirit mineralleri Bağırkaç galerisinden iki (BG71 ve BG64) ve Handeresi galerisinden bir (HDK90) örnekte analiz edilmiş ve sonuçlar Çizelge 7.7 ve Çizelge 7.8'de sunulmuştur. Pirite ait bir parlatma örneğine ait BSE görüntüsü ise Şekil 7.23'de verilmiştir.

Çizelge 7.7 Bağırkaç (Desandre) galerisinde görülen pirit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

BAĞIRKAÇ (DESANDRE) GALERİSİ										
(%)	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	BG71	ORT.
As	0.628	0.774	0.440	0.434	0.187	0.141	0.206	0.401		
S	53.11	52.85	53.08	53.06	53.35	53.01	53.10	53.08		
Fe	46.40	44.81	46.22	46.15	46.88	46.62	45.56	46.09		
Zn	0.012	0.005	0.051	0.027	-	-	-	0.014		
Pb	0.192	0.157	0.135	0.383	0.172	0.130	0.164	0.190		
Ni	0.009	0.008	0.000	0.003	0.004	0.001	0.006	0.004		
Hg	0.023	-	0.026	-	-	-	0.027	0.011		
Co	0.007	-	0.041	0.011	0.061	-	0.032	0.022		
Ag	0.005	0.020	0.015	0.015	0.000	0.008	0.026	0.013		
Cu	-	0.011	-	-	0.036	0.015	-	0.009		
Te	-	-	0.016	-	0.011	-	0.013	0.006		
Bi	0.118	0.254	0.258	-	-	-	0.063	0.099		
Sb	-	-	-	-	0.004	-	-	0.0005		
Cd	0.034	0.020	0.029	0.037	0.028	0.023	0.023	0.028		
Top.	100.53	98.91	100.31	100.12	100.74	99.95	99.22			
(%)	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	BG64	ORT.
As	0.417	0.322	0.181	0.295	0.756	0.494	0.152	0.055	0.274	0.327
S	53.06	52.98	52.94	53.01	52.12	52.87	52.91	52.59	52.79	52.808
Fe	46.67	46.25	46.03	45.05	45.16	45.83	46.30	46.53	46.41	46.03
Zn	-	-	-	0.017	0.003	0.020	-	0.022	0.034	0.011
Pb	0.123	0.134	0.205	0.249	0.621	0.410	0.099	0.131	0.329	0.256
Ni	0.003	-	0.010	-	0.008	0.024	0.020	-	0.012	0.008
Hg	0.016	0.039	0.066	0.010	-	-	0.025	-	0.016	0.019
Co	-	-	0.055	0.060	0.008	0.036	0.016	-	-	0.019
Ag	-	0.016	-	-	-	-	0.008	-	-	0.003
Cu	-	0.018	0.017	0.019	0.022	0.022	0.030	-	-	0.014
Te	-	-	-	-	-	0.024	-	-	0.003	0.003
Bi	0.202	-	0.026	0.033	-	-	-	0.394	0.136	0.088
Sb	-	0.001	0.021	-	0.056	-	-	-	0.002	0.009
Cd	0.021	0.025	0.017	0.028	-	0.027	0.044	0.033	-	0.022
Top.	100.51	99.79	99.56	98.77	98.75	99.76	99.61	99.75	100.00	

Çizelge 7.8 Handeresi (Dere kenarı) galerisinde görülen pirit mineraline ait EPMA analiz sonuçları

HANDERESİ DERE KENARI GALERİSİ				
(%)	HDK90	HDK90	HDK90	ORT.
As	0.009	-	0.041	0.017
S	53.12	52.99	53.05	53.053
Fe	45.76	46.37	45.62	45.92
Zn	0.024	0.020	0.027	0.023
Pb	0.149	0.162	0.132	0.148
Ni	0.016	0.037	-	0.018
Hg	0.030	0.008	0.012	0.017
Co	0.002	0.002	0.026	0.010
Ag	-	-	0.019	0.006
Cu	-	0.026	0.004	0.010
Te	-	-	-	-
Bi	-	0.184	-	0.061
Sb	-	-	-	-
Cd	0.038	-	0.014	0.017
Top.	99.15	99.80	98.94	



Şekil 7.23 Bağırkaç (Desandre) galerisinden alınan BG64 örneğinde mikroprob çalışması yapılan piritin BSE görüntüsü (Ga : galenit, Sf : sfalerit, Pi : pirit)

Pirit mineralleri içinde sadece BG64 örneğinde % 0.056'dan az, diğer örneklerde ise hemen hemen hiç Sb bulunmamıştır. Buna karşın As hemen hemen tüm analiz noktalarında % 0.774 oranlarına çıkar şekilde bulunmuştur. Zn da piritler içinde genellikle çok az (% 0.034) oranlarda yer almaktadır. Buna karşın Pb her noktada saptanmış ve % 0.383'lere kadar çıkmıştır. Ni, Te, Co ve Hg da bazen belirlenmiş ve % 0.066'dan az değerler göstermiştir. Ag ve Cu da piritlerin içinde yer yer ve çok az oranlarda (<% 0.036) izlenmektedir. Cd ise hemen hemen her noktada tespit edilmiş

ama % 0.044 oranından daha az yer almıştır. Bi ise pek çok noktada % 0.394'ün altındaki oranlarda belirlenmiştir.

Tüm cevher mineralleri ve Ni dışında 12 element (S, minerallerin ana elementi olması nedeniyle çizelgeye konulmamıştır) Çizelge 7.9'da ortalama değerleri ile sunulmuştur.

Çizelge 7.9 Cevher minerallerine ait EPMA analiz sonuçlarının elementsel bazda ortalama değerleri

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Co	174	-	114	FD6
	323	195	76	BG64
	277	216	69	BG71
	814	102	-	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Cu	1285	-	150	FD6
	232	142	97	BG64
	244	88	16	BG71
	999	100	11	HDK90

	%			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Fe	2.36	-	0.0062	FD6
	0.817	-	0.0231	BG64
	1.35	-	0.0196	BG71
	1.146	-	0.4257	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Te	8	-	352	FD6
	32	30	272	BG64
	19	57	147	BG71
	9	-	343	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Zn	-	-	116	FD6
	-	106	135	BG64
	-	136	110	BG71
	-	233	-	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Bi	500	-	2908	FD6
	834	880	2982	BG64
	938	988	3547	BG71
	796	614	2680	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Pb	596	-	-	FD6
	948	2556	-	BG64
	542	1903	-	BG71
	978	1476	-	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Cd	2209	-	1413	FD6
	2409	215	1279	BG64
	2268	276	1343	BG71
	1017	173	742	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Hg	111	-	39	FD6
	115	190	260	BG64
	117	109	66	BG71
	73	165	-	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
As	132	-	-	FD6
	31	3273	-	BG64
	90	4012	-	BG71
	97	167	-	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Ag	14	-	237	FD6
	-	27	136	BG64
	40	128	88	BG71
	20	63	306	HDK90

	ppm			
	Sfalerit (Ort)	Pirit (Ort)	Galenit (Ort)	
Sb	-	-	-	FD6
	-	0.009	-	BG64
	-	-	-	BG71
	-	-	-	HDK90

Bu çizelgeye bakıldığında sfaleritle birlikte Fe, Cd, Pb, Cu ve Co'nun artış gösterdiği, galenitlerle beraber ise Bi, Cd, Te ve Ag element değerlerinin yükseldiği belirlenmiştir. Piritlerde ise As, Pb ve Bi'lerin belirli oranlarda buldukları görülmektedir.

### 7.3.4 Granat

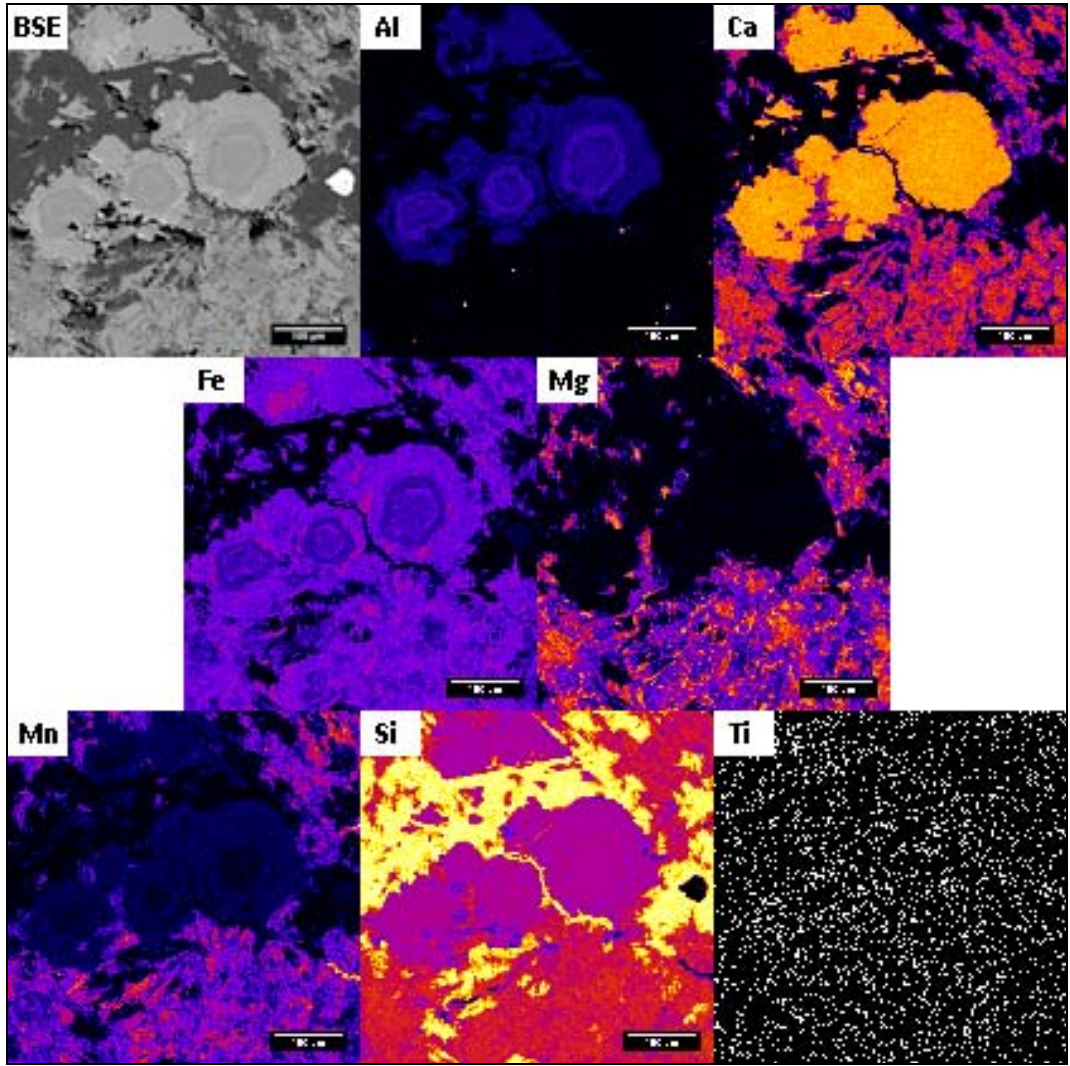
Sülfür minerallerinde yapılan mikroprob analizlerinin gerçekleştirildiği örneklerin içinde (BG64, FD6 ve HDK90) bulunan granat minerallerinden, merkez ve kenarlarda toplam 12 noktada nokta analizleri yapılmıştır (Çizelge 7.10). BG64 kesitindeki granatlarda Al, Co, Fe, Mg, Mn, Si ve Ti element dağılım haritaları Şekil 7.24'de sunulmuştur.

Çizelge 7.10 Granat mineraline ait EPMA analiz sonuçları

Örnek No	Nokta yeri	%	SiO <sub>2</sub>	FeO	CaO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Toplam
BG64 grt1	Merkez	%	37.3077	6.2759	34.441	0.0318	17.9412	3.0874	-	0.0018	99.0869
BG64 grt1	Kenar	%	36.4881	18.2621	35.8402	0.0091	9.3117	0.7644	0.0434	0.0108	100.7297
BG64 grt2	Merkez	%	49.9587	14.592	23.7301	7.2635	0.0248	2.9225	0.0097	-	98.5014
BG64 grt2	Kenar	%	49.2776	14.8893	23.8469	3.3863	0.0827	7.2252	-	-	98.7081
FD6 grt1	Merkez	%	36.6775	6.2791	37.6913	0.0689	17.7991	0.9319	-	0.0019	99.4498
FD6 grt1	Kenar	%	37.2765	11.1877	35.6454	0.0496	13.9447	0.4942	0.036	-	98.6342
FD6 grt2	Merkez	%	36.4771	4.9135	36.9366	0.0595	18.9478	1.1888	0.0938	0.0292	98.6464
FD6 grt2	Kenar	%	36.4471	7.9685	36.4973	0.1407	16.7145	0.8299	0.0152	-	98.6133
HDK90 grt1	Merkez	%	34.8509	22.3211	33.7361	-	4.2058	1.3143	-	0.0114	96.4397
HDK90 grt1	Kenar	%	34.3154	27.8297	33.3419	0.0206	0.5381	0.6361	-	-	96.6819
HDK90 grt2	Merkez	%	34.5978	27.1113	33.2282	0.0235	0.7549	1.0513	-	-	96.7671
HDK90 grt2	Kenar	%	34.5407	25.5614	33.3351	0.0007	2.4351	0.479	-	0.0182	96.3702

Mikroprob verilerine göre analiz yapılan noktalarda, merkezde demir az iken kenarlara doğru arttığı görülmektedir. Bu artış bazen az bazen de çoktur. Bunun tam tersi Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> için geçerlidir. MgO değerleri genellikle düşüktür. Ancak BG64 grt2 örneğinde CaO düşüşüne karşın MgO değerleri merkezde % 7, kenarda ise % 3 civarındadır. Bu da pirop bileşeninin bu granatlarda daha yüksek olduğuna işaret etmektedir. MnO ise BG64 örneği dışında merkezde yüksek, kenarda düşüktür. BG64'de ise merkezde % 3'e yakın, kenarda ise % 7'den biraz fazladır. TiO<sub>2</sub> ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ise merkez-kenar arasında düzenli artış veya azalışlar sunmamaktadır. Şekil 7.24'de ise Al'nin granatların çekirdek kısımlarında kenarlara göre daha yüksek ve iç kesimde belli bir zonda daha yüksek

olduğu fark edilmektedir. Fe dışa yakın bir zonda fark edilir şekilde artmıştır. Mn zayıf biçimde zenginleşen zonlar göstermektedir. Mg elementi BG64 rneğinde granatlarda hem zenginleşmemiş hem de değişmemiştir. Ca ve Si granatların ana elementleridir. Ti ise granatlarda ve tüm alanlarda homojendir. Granatların hemen altındaki alanda izlenen kristaller Ca, Si, Mg ve Mn’ce zenginleşmeler sunmaktadır. Bu mineraller olasılıkla johansenit bileşimli olabilir.



şekil 7.24 BG64 ince kesitindeki zonlu granatların element dağılım haritası

### 7.3.5 Piroksen

Bağırkaç (BG64) ve Fırıncık dere (FD6) galerilerinden alınan cevherli örneklerdeki piroksenlerde 9 noktada mikroprob analizleri yapılmıştır (Çizelge 7.11).

Çizelge 7.11 Piroksen mineraline ait EPMA analiz sonuçları

Örnek No		SiO <sub>2</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	TiO <sub>2</sub>	Toplam
BG64	%	50.2486	14.4678	23.0344	0.0321	0.0313	8.9882	0.007	4.0128	-	100.8222
BG64	%	50.3727	16.5151	22.7715	0.1078	0.0514	5.9095	0.0103	4.8395	-	100.5778
BG64	%	50.2007	15.2391	22.9982	0.0868	0.0678	8.1381	0.0103	4.3659	-	101.1068
BG64	%	49.4117	13.5194	21.9557	0.1541	0.0659	10.6834	0.0488	4.1639	-	100.0028
BG64	%	50.0741	14.4463	23.4269	0.1376	0.0776	9.1069	0.0019	3.9133	-	101.1846
FD6	%	49.6009	14.4699	23.1614	0.0761	0.0692	8.898	0.014	4.034	-	100.3234
FD6	%	50.669	15.1793	22.8544	0.0402	0.0909	4.4758	0.0028	6.4789	0.0062	99.7975
FD6	%	50.4606	15.1567	23.3909	0.1186	0.0308	4.78	0.0371	6.0012	0.0131	99.9891
FD6	%	49.2967	15.4765	22.2109	0.0778	0.1036	5.3313	-	5.3189	-	97.8158

Burada dikkati çeken özellik MnO değerlerinin % 4.5 ile 10.7 arasında olmak üzere yüksek değerlerde görülmesidir. SiO<sub>2</sub> ve CaO ana element oksitleri olduğu için yüksektir. Ancak Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O değerleri % 0.15'in altındadır. FeO değerleri ise % 13.5 ile % 16.5 arasında olup MnO değerlerinden biraz daha yüksektir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri de % 0.09'dan azdır. Her ne kadar mikroskobik çalışmalar-XRD analizi sonucunda piroksen minerallerinden bazıları johansenit olarak verilmişse de mikroprob çalışmaları bu minerallerin hedenberjit-johansenit bileşimli olduğunu göstermektedir.

## 8. JEOKİMYA

Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, Handeresi bölgesi (Handeresi ve Bakır Baca galerileri), Bağırkaç bölgesi (Bağırkaç ve Alibey galerileri) ve Fırıncık dere galerilerinden alınan çok sayıdaki örnekten seçilen 53 adeti üzerinde ICP-MS ve ICP-ES analizleri yapılmıştır (Analizlerin dedeksiyon limitleri için bkz. EK 7). Bunlardan 23 adeti cevherli örnekler için 18 örnek metamorfik kayalardan (şist, mermer ve meta kumtaşları) seçilmiştir. Bu örnekler için ana, eser ve nadir toprak element analizleri EK 8, 9, 10, 11, 12 ve 13'de sunulmuştur. Cevherleşme ile ilişkilerini irdelemek üzere 6 örnek galeriler dışında Eybek granitoidinden ve 6 örnek de cevherleşmelere yakın Kalkım volkanitlerinden alınmıştır. Eybek plütonundan alınan örneklerle karşılaştırmak amacıyla Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından yapılan analizlerden 10 tanesi de bu tez kapsamında sunulmuştur. Bunlara ait analiz sonuçları ise EK 14, 15 ve 16'da verilmiştir.

Burada önce galerilerden alınan cevher ve yan kayaç örnekleri ile ilgili veriler sunulup değerlendirilecektir. Daha sonra Eybek granitoidi ve Kalkım volkanitlerinin sınıflanmaları, karakterleri ve levha tektoniği açısından anlamları üzerinde ayrıntılı ve karşılaştırmalı olarak durulacaktır.

Bu bölümde cevherleşmelerden, metamorfitlerden, Eybek plütonundan ve Kalkım volkanitlerinden alınan örneklerin ana, eser ve nadir toprak element analiz verileri ayrı ayrı değerlendirilip yorumlanacaktır. Verilerin kullanılması sırasında kusurlarla uğraşmamak ve daha derli toplu değerlendirmeler yapmak için genellikle ondalık değerler tama yuvarlanmıştır. Bu nedenle aşağıdaki değerlendirmelerde kullanılan verilerle, çizelgelerdeki değerler arasında birebir bir örtüşme bulunmamaktadır.

## 8.1 Cevher-Yan Kayaçların Jeokimya İncelemeleri

### 8.1.1 Cevherli kayaçların ana element analizleri

EK 8’de sunulan analizlere bakıldığında, cevher örneklerinin alındığı tüm galerilerde SiO<sub>2</sub> değerleri % 24-62 arasında değişmektedir. CaO değerlerinin ise dört örnekte % 8’den az ama diğer örneklerde ise % 12-25 arasında temsil edildiği görülmektedir. Cevher örneklerinde en çok rastlanan üçüncü ana element oksit ise % 3- 17 arasında değişen değerleriyle Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>’dür. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analiz sonuçları %5’in altındadır. Sadece beş örnekte % 5-7 arasında ve bir örnekte % 15 civarında izlenmiştir. MgO verileri tüm örnekler için genellikle % 2-3 civarı ve altında iken üç örnekte % 5’e yakındır. Sadece bir örnek % 27 gibi çok yüksek bir değer sergilemektedir. Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O değerleri FD3 örneğinde sırasıyla % 2 ve % 6’ya yakın, AB69 örneğinde de Na<sub>2</sub>O değeri % 1.2 gibi nispeten yüksek değerlerde iken diğer tüm örneklerde % 0.5’ in çok altındadır. MnO analizlerinin sonuçları bazı örneklerde % 7-15 gibi çok yüksek değerler sunmakta, diğer birkaçında % 3-5 arasında ve kalan örneklerde de % 2’nin altındadır. TiO<sub>2</sub> değerleri bir örnek hariç (% 0.9) büyük çoğunlukla % 0.2’nin altındadır. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analiz değerleri ise bir örnekte (HDK95) % 0.3 (yani 2970 ppm) değeri ile çok yüksektir. Bir diğer örnek (BG82) ise % 0.07 (yani 660 ppm) değeri ile nispeten yüksektir. Diğer tüm örnekler 120 ppm’in altındadır. Ateşte kayıp değerleri % 17’ lere kadar çıkmakta olup çok yüksektir. Toplam değerler ise % 100’ e yakın çıkmamakta ve % 48 ile 99 arasında değişiklikler sunmaktadır.

Buraya kadar yapılan, tüm cevher minerallerinde ana elementlerin değişim aralıklarını sunmak olmuştur. Oysa bu değerleri alınan örneklerin özellikleri ile birlikte değerlendirmek gereklidir. Bu nedenle yukarıda özetlenen ana element dağılımlarına, polarizan ve cevher mikroskobisi bulgu ve verileri ile jeolojik verileri açılardan bakmak yararlı olacaktır. Buna göre;

Yapılan incekesit çalışmaları ve cevher mikroskobisi incelemelerinde bazı cevher örneklerinde başlıca gang mineraller olarak kuvars ve karbonat mineralleri görülmektedir (Bölüm 5.6.5). Bu mineraller nedeniyle bu tür cevher örneklerinde SiO<sub>2</sub>



ve CaO değerlerinin niye yüksek çıktıkları açıklanabilmektedir. Bu iki gang mineralinin dağılımı heterojenlik sunduğundan analiz sonuçları da belli bir sistematığı izlememektedir. CaO değerlerinden düşük (% 1.79) çıkan birisi olan HDK95 örneğinde MgO değeri % 26.6 gibi çok yüksek bir değerdedir. Bu örneğin incekesit çalışmaları sırasında çok bol oranda serpantin minerallerine rastlanmış, cevher mikroskobisi incelemelerinde de millerit, linneyit ve viyolarit gibi cevher minerallerinin görülmüş olması bu kayacın aslında serpantinleşmiş ultramafik bir kayacın cevherleşme bölgesinde yer alarak Pb-Zn cevherleşmeleri tarafından da etkilenmiş olabileceğini düşündürmektedir. Bu nedenle de kayaçta karbonatlaşma ve karbonat damarlarının (kalsiyum karbonat) olmaması sonucu CaO değerinin düşük çıkmış olması olasıdır. Bu yorumu destekleyen bir başka veri ise bu örnekte  $Cr_2O_3$  değerinin 2970 ppm gibi yüksek bir değer bulunmasıdır. Her ne kadar eser elementler üzerinde değerlendirmeler daha sonra yapılacaksa da bu yorumu desteklemek için bu örnekte Ni ve As değerleri 1000 ppm'in üzerinde olmaları da kanıt olarak verilebilir. Jeolojik literatüre göre Karakaya Formasyonu içinde ultramafik bloklara rastlanmaktadır (Arslaner 1965, Yücelay 1976, Çetinkaya vd. 1983a, b, Tufan 1993). Bu örneğin alındığı kesimin, böyle bir litolojiyi temsil ettiği sanılmaktadır.

$Al_2O_3$  analiz sonuçları % 7'nin altında olması daha sonra sunulacak olan şistler, mermerler ve metakumtaşları örneklerinin analizlerinde genellikle % 10-20 arasında değişen  $Al_2O_3$  değerlerine çok paralellik sunmamaktadır. Benzer olarak granitoid ve volkanitlerin  $Al_2O_3$  değerleri % 12-17 arasındadır (bkz. EK 14 ve 16). Cevher örneklerindeki alüminyumun azlığı, bu cevherli zonların, metamorfitle ve magmatik kayaçlarla doğrudan doğruya ilişkili olmadıklarını izlenimi uyandırmaktadır. Sonuç olarak, bu durum, cevherleşmelerin oluşumu sırasında alüminyumun gerek yan kayaçtan gerekse magmatik kayaçlardan ancak az oranda cevherleşmelere katıldığını düşündürmektedir. Pb-Zn cevherleşmelerin volkanitler ve plütonitlerden biraz uzak olduğu, yapılan haritalarda da görülmektedir. Sadece bir örnekte (FD3)  $Al_2O_3$  değeri % 15 civarındadır. Bu örnekte  $Na_2O$  ve  $K_2O$  değerlerinin de toplamda % 7.60 çıktığı görülmektedir. Jeolojik haritadan bakıldığında (Şekil 4.2, 5.43 ve 5.44) bu galeri Eybek plütonuna en yakın galeri olup, dolayısıyla Eybek Plütonunun burada Fırıncık Dere galerisinin bu kesimine oldukça yaklaştığı varsayılabilir. FD3 örneği ile birlikte, bu

örneğin yakınından şist olarak alınan FD5 örneğinin  $Al_2O_3$  (% 14.05) ve  $Na_2O$  ve  $K_2O$  toplam değerlerinde (% 6.50) de görmek olasıdır (EK 9).

$Fe_2O_3$  değerlerinin % 3-17 arasında olması, gerek şistlerde gerekse magmatik kayalarda % 10' lara kadar çıkan değerleri (EK 14 ve 16) ile karşılaştırıldığında ve demirin mobil bir element olması nedeniyle, yan kayaçlarla etkileşim sonucu zenginleşmiş olabileceğini düşündürmektedir. Ancak bu etkileşim, magmatiklerle yan kayaçların bölgesel anlamda, çok geniş bir alanda ne kadar etkileştiklerini ortaya konulmasının zor olmasından dolayı çok kolay açıklanamaz.

$MnO$  değerlerinde ise bazen ve özellikle de Handeresi galerinde % 7-15 arasında çok yüksek değerler görülmesi (EK 8) yoruma gereksinim doğurmaktadır. Şistler ve magmatik kayaçların  $MnO$  değerleri iki örnekte %2 civarında ama diğerlerinde hep % 1 den azdır. Bu durumda cevher örneklerinin mangan elementini bu kayaçlardan almış ama zenginleştirmiş olma olasılığı vardır. Handeresi galerilerinden alınan örneklerde piroksen minerali üzerinde mikroprob çalışmaları yapılmamış, buna karşın Bağırkaç ve Fıncık dere galerilerinden alınan BG64 ve FD6 örneklerinde bulunan piroksen minerallerinde yapılan mikroprob çalışmaları  $Mn$ 'ca yüksek değerler vermiştir. Buna göre mangan ve demirli piroksen minerallerinin (johansenit-hedenberjit) saptanmış olması (bkz. Bölüm 5.6.5 ve Bölüm 7.3.5), manganın bağlı olduğu mineraller hakkında bilgi vermektedir. Johansenit ve hedenberjit ise skarn ve hidrotermal tip Pb-Zn cevherleşmelerinin tipik mineralleridir. Buna az da olsa granatlardaki manganın (spessartin minerali olarak belirlenmiştir (Bölüm 7.3.4 ve Şekil 7.24) katılımı söz konusudur. Bu mangan değerlerinin yüksekliği cevherleşmelerin öncesinde manganın gang mineralleri içinde, ortamda yer alması ile açıklanabilir.

$TiO_2$  değerlerinin % 0.2'nin altında çıkması titanın immobil bir element olma özelliğini göstermektedir. Çünkü şistler ve magmatitlerde genellikle % 0.5 değerlerinin üzerinde değerlerde bulunmasına rağmen cevher örneklerinin içine çok daha az oranlarda katılmıştır.

Ateşte kayıp değerlerinin yüksekliği kayaçlarda karbonatlardan CO<sub>2</sub> nin uçmasının yanı sıra cevher örneklerindeki S'nin analiz sırasında SO<sub>2</sub> in birlikte uçması ile açıklanabilir. Ayrıca analiz edilen örneklerde cevher minerallerinin çok yüksek oranda bulunması bu örneklerin ana element oksit toplamalarının düşük çıkmasına yol açmaktadır.

### **8.1.2 Yan kayaçların ana element analizleri**

Galerilerden alınan cevher örneklerinin yanı sıra onların yan kayaçları olan metamorfitlerden de 12 tane şist, 5 tane metakumtaşı ve bir tane de mermer örneği analiz edilmiştir (EK 9).

Şistlerin SiO<sub>2</sub> değerleri % 32-68 arasında değişmektedir. CaO değerleri ise % 1-26 arasındaki değerlerle temsil edilmektedir. Bu değerlerin farklılaşması sadece grafit şistlerin değil aynı zamanda kalk şistlerin de örneklenmiş olmasındandır. Üçüncü çoklukta bulunan ana element oksit ise genellikle % 12-19 arasında değişen değerleriyle Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'dür. İki tane Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analiz sonucu % 2-9 arasında olup nispeten düşüktür. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analizleri ise % 4-15 civarı arasında bulunmaktadır. MgO verileri ise 7 örnekte % 3' ün üstünde diğerlerinde % 1'in altındadır. Na<sub>2</sub>O değerleri % 0.01 ile 4.85 arasında çok farklılıklar sunmaktadır. K<sub>2</sub>O değerleri de benzer şekilde % 0.01 ile 5.05 arasında dalgalanmalar göstermektedir. MnO, % 2'nin üzerindeki iki örnek dışında % 1'in altındadır. TiO<sub>2</sub> değerleri bir iki örnekte % 1 in üstüne çıkmakta ama genel olarak düşük oranlarda izlenmektedir. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analiz değerleri ise üç örnekte 400 ppm in üstünde ama çoğunlukla düşük oranlarda seyretmektedir. Ateşte kayıp değerleri % 15' lere kadar çıkmaktadır. Bu değerlerin yüksek olanlarının Top/C oranları ile ve kayaçlardaki CaO değerleri ile paralellik sunması kayaçların kalkşist veya karbonat minerallerini daha çok içeren şistlerle uyumlu olduğunu göstermektedir. Doğal olarak bu kayaçlardan CO<sub>2</sub> nin uçmasına bağlı olarak ateşte kayıp oranları yükselmektedir. Toplam değerler ise % 100' e yakın değerler sunmaktadır. Bu da bu örneklerde cevher minerallerinin olmadığını göstermektedir. Zaten bu kayaçların eser element analiz değerlerine bakıldığında da cevher elementlerinin çok az olduğu görülmektedir (EK 11).

Mermer örneklerinden sadece birisinin analizi yapılmıştır. Mikroskopik çalışmalar sırasında mermerlerde karbonat mineralleri dışında çok az farklı mineral görüldüğünden bu tür kayaçlarda analiz yapılmasına gerek görülmemiştir. Zaten HDYU85 numaralı örneğin analizde de SiO<sub>2</sub> değeri % 0.28, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değeri % 0.14 ve MgO değeri de % 0.42'dir. Diğer ana element oksit değerleri çok çok azdır. Kayacın CaO değeri % 57.12 olup mikroskopik olarak saptanacak karbonatların kalsit türü olması gerektiğine işaret etmektedir.

Metakumtaşlarına gelince; EK 9'a bakıldığında, SiO<sub>2</sub> değerlerinin % 58-80 arasında oynadığı belirlenmiştir. CaO değerleri iki örnekte % 4 ile % 7 civarında, diğerlerinde ise % 1'in altındadır. Bu da bu örneklerde karbonatların çok az olduğunu göstermektedir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri iki örnekte % 14 ve % 18 arasında iken diğerlerinde % 9'un biraz üstündedir. Bu değerler, meta kumtaşlarının alüminyumca zengin minerallerden oluştuğuna işaret etmektedir. Bu kayaçların incekesit incelemelerinde kuvars minerallerinin yanı sıra değişik türden feldispatların bulunduğu ve killeşme ile serisitleşmelerin olduğu belirlenmiştir (bakınız Bölüm 5.6.2). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri ise genellikle % 2-3 civarında olup sadece bir örnekte % 10'un biraz üstündedir. MgO analiz verilerine göre bir örnek % 3.7, diğerleri ise % 0.9'un altındadır. Na<sub>2</sub>O değerleri bir örnekte % 5'e yakın iken diğerleri % 2'nin altındadır. Na<sub>2</sub>O değeri % 4.77 olan bu örnekte (YG4) en düşük SiO<sub>2</sub>, en yüksek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve K<sub>2</sub>O değerleri olduğu görülmektedir. Bu örneğin eser ve nadir toprak element değerleri de diğer metakumtaşlarınınkinden farklıdır. Metakumtaşlarında, K<sub>2</sub>O değerleri % 1.8-3 arasındadır. Sodyum ve potasyum oksitler bu kayaçlardaki feldispatlar, kil ve serisit minerallerinden gelmektedir. Ama YG4 örneği magmatik sıvılardan biraz etkilenmiş gibi belirtiler göstermektedir. MnO % 0.22'nin altındadır. TiO<sub>2</sub> değerleri ise % 0.4'ün altında kalarak düşük değerlerde izlenmektedir. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analiz değerleri de 30 ppm'in altındadır. Ateşte kayıp değerleri % 2-4 arasında olup oldukça düşüktür. Toplam değerler ise % 100'e çok yakındır.

### **8.1.3 Cevherli kayaçların eser element analizleri**

Cevher örneklerinde eser elementlerin dağılımları ve yükseklikleri ile elementler arası bağlantılar aşağıda sunulmaya çalışılmıştır. Bu veriler için EK 10'a bakılabilir.

Ba elementi bir örnekte (FD3) 1847 ppm gibi çok yüksek değer sunmakta, FD4 de ise 300 ppm gibi yine yüksekçe bir değer göstermektedir. Cevher örneklerine ait olmayan ve şistlerden alınan FD5 örneği ise (EK 11) 1168 ppm baryum ile oldukça yüksektir. Ba değerlerinin yüksekliği Fırıncık dere galerisinin daha öncede belirtildiği gibi Eybek plütönuna yakınlığı ile ilişkili olabilir. Ba diğer tüm örneklerde 142 ppm ve çok daha düşük değerler vermektedir.

Sr değerleri cevher örneklerinde belirgin bir homojenlik göstermemekle birlikte 30-600 ppm arasındadır. Örneklerde ortalama 260 ppm Sr bulunmaktadır.

Be, Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, Sn, Th ve U değerleri FD3 örneğinde diğer örneklere göre biraz daha yüksek seyretmekte olup diğer örneklerde oldukça düşüktür. Bu örnekte belirtilen elementlerdeki hafif yükselmeler yine örneğin Eybek plütönuna olan yakınlığı ile ilgili olabilir. Bu elementlerin Eybek plütönundaki değerleri de (EK 14) metamorfitlelerdeki değerlerinden hemen hemen her zaman daha fazladır.

Ga değerleri altı örnekte 10 ppm'in üstünde, diğerlerinde ise bu değerden daha düşüktür. Ga, jeokimyasal olarak Al ile paralellik sunan bir elementtir. Metamorfik kayalarda Ga 20 ppm üzerlerine çıkarken bölgedeki magmatitlerde 15 ppm civarında bir ortalama değer sunarlar. Ga' un kökeni hakkında açık bir yorum yapılamamaktadır.

Zr değeri FD3 örneğinde 220 ppm civarında olup diğer örneklerde 2-72 ppm arasındadır. Eybek plütönuna ait granitoidlerde 68-212 ppm arasındaki Zr değerleri (EK 14) ile kıyaslanabilecek yüksekliktedir.

Y değerleri, nadir toprak elementleri (NTE) ile benzer artışlar ve azalışlar sunmaktadır.

V değerleri Handeresi galerilerinde oldukça düşük iken (40 ppm'den az) Bağırkaç, Alibey ve Fırıncık dere galerilerinde ise genellikle 50-107 ppm arasında değişerek daha yüksekçe değerler göstermektedir.

Co değerleri tüm cevher örneklerinde 50-288 ppm arasında olup oldukça yüksektir. Co elementinin anlamı ileride verilecek olan 8.2.2 Bölümünde granitoyid kayaçlarının kökenleri açısından kısaca tartışılmıştır.

Ni ise HDK95 rneğinde 1057 ppm gibi çok yüksek ama diğer tüm örneklerde 59 ppm'in altında düşük değerler sergilemektedir. Bu örnekteki yüksek değer daha öncede belirtildiği gibi bu örneğin serpantinleşmiş ultramafik bir kayaç olması olasılığı ile açıklanabilmektedir.

Mo değerleri beş örnekte 10-70 ppm arasında değişmektedir. Diğer örneklerde ise 3 ppm'in altındadır. Beş rnekte Mo artışları her  galeri de de bir ya da iki örnekte grlmştir. Mo'nun plütonik kayaçlarla ilişkili olduğu bilinmektedir. Ancak plütonik ve volkanitlerden alınan toplam 9 örnekte Mo değeri 1 ppm'den yüksek çıkmamıştır. Ancak alışma alanına güneybatısında yer alan ve çok uzak olmayan bir uzaklıkta Balıkesir-Havran-Tepeoba cevherleşme sahasında Eybek plütonu içinde Cu ve Mo zenginleşmeleri bulunmaktadır. Bu alandaki Mo ile örneklerdeki Mo arasında bir ilişki ileride araştırılmalıdır. Ayrıca metamorfitleerin cevherleşmelerinin bulunmadığı alanlardaki Mo temel (background) değerlerinin belirlenmesi de tartışma için bir başlangıç oluşturabilir.

Hg ve Tl eser elementleri de 0.2 ppm'in aşağısında çok çok düşük değerler sunmaktadır.

W değerlerine gelince metamorfitleerde 40-500 ppm aralığında ve çok yüksektir (EK 11). Magmatitlerde de bu oran 50-600 ppm arasındadır. Ancak örneklerin öğütüldüğü kap, tungsten karbürden olması nedeniyle kirlenmelerin oluşabileceği düşünülebilir. Bu nedenle de burada W konusunda yorum yapılmamıştır.

Cevher rneklerinde Cu, Bakır baca galerisinden alınan örnekte % 1'in üzerindedir. Diğer tüm örneklerde 9-9817 ppm arasında değişmektedir. Bu değişkenlik cevherleşmelerde bakırın hep az ya da çok oranda bulunduğunu ama Pb ve Zn

değerlerinin hep çok altında temsil edildiklerini göstermektedir. Cevher mikroskobisi çalışmalarında bakırın, kalkopirit minerallerin tespit edilmesi ile ortaya çıkmaktadır.

Yüksek Pb ve Zn değerleri ise ana cevher mineralleri olan ve cevher mikroskobisi çalışmalarıyla da belirlenen galenit ve sfaleritlerden kaynaklanmaktadır. HDK95 örneğinde 2266 ppm Pb varken bu örnekte Zn yok denecek kadar azdır. FD3 örneğinde Cu, 362 ppm, Pb ve Zn ise 74 ve 47 ppm gibi düşük değerlerdedir. Diğer tüm örneklerde genellikle % 1'in üstünde (çok üstünde) Pb ve Zn varken bazen her iki element de 2000-3000 ppm arasında değişmektedir.

Cd değerleri Zn analiz sonuçları ile iyi korelasyonlar sunmakta ve 1800 ppm'ler civarına kadar yükselmektedir.

Ag ise özellikle Pb ile yüksek korelasyonlar göstererek 63 ppm'lere kadar yükselmektedir.

Bi ise 118 ppm'lere varan değerlere kadar yükselen bazı değerler sunmaktadır ve jeokimyasal analizlere göre genellikle Pb ile iyi bir uyum göstermektedir.

Sb değerleri 26 ppm altında kalmaktadır ve yüksek değerler vermemektedir.

As analizleri HDK95 örneğinde 1060 ppm'lere kadar çıkmaktadır. Bu örnekte Cu da 400 ppm'lere yakındır. Olasılıkla ultramafik kayaç içindeki Cu ile As ilişkili olabilir. O örnek dışındaki örneklerde As, 0.5-290 ppm arasında değişen değerler sergilemektedir. Bu da As'in Pb-Zn çözeltileri ile pek bağlantılı olmadığını göstermektedir.

Se eser elementinin analiz sonuçları iki örnekte 100 ppm'lere kadar çıkmakta ve genellikle 5-64 ppm arasında değişmektedir. Selenyumun yüksek değerleri (28 ppm üstünde) net biçimde Pb ve Bi elementlerinin yüksek değerleri ile paralellik sunmaktadır.

Au ise beş örnekte 13-27 ppb arasında, diğer örneklerde genellikle bunlardan çok daha düşük değerler göstermektedir.

#### **8.1.4 Yan kayaçların eser element analizleri**

Metamorfik kayaç örneklerinde eser elementlerin dağılımları ve değerleri ile elementler arası bağlantılar aşağıda verilmiştir. Metamorfitlerin eser element analiz sonuçları için EK 11'e bakılabilir.

Ba elementi bir örnekte (FD5) 1168 ppm gibi çok yüksek değer sunmaktadır. Bu örnek ile ilgili yorum yukarıda yapıldığından burada tekrar edilmeyecektir. Baryum değerleri Fırıncık dere galerisinden alınan bazı şistlerde 200 ppm'den yüksektir. Ayrıca dikkati çeken bir durum, Ba elementi değerlerinin metakumtaşlarında 350-775 ppm arasında oldukça yüksek olmasıdır. Handeresi galerine yakın Yarma galeride ve Fırıncık dere galerisinden alınan bir örnekte (FD8) Ba değerleri yüksektir. Diğer örneklerde 37 ppm'in altında düşük değerler görülmektedir.

Sr değerleri şistlerde 120-1130 ppm, mermerde 335 ppm ve metakumtaşlarında da 72-270 ppm gibi yüksek değerler sunmaktadır (EK 11). Bu elementin cevhere yan kayaç olan metamorfitlerde yüksek bulunması bu kayaçların Sr ile kökensel bir ilişkileri olduğunu göstermektedir. Eybek plütону ve Kalkım volkanitlerine bakınca (EK 14 ve 16), onlarda da yüksek Sr değerleri görülmektedir. Ancak magmatik faaliyetlerin Sr'u metamorfitlerden mobilize ederek içlerine alma olasılıkları yüksektir.

Metamorfitlerde Be, 2 ppm'e, Cs, 6 ppm'e, Hf, 6 ppm'e Nb, 23 ppm'e, Rb, 135 ppm'e, Ta, 1.4 ppm'e, Sn, 3 ppm'e, Th, 17 ppm'e, ve U, 6 ppm'e kadar çıkmaktadır (EK 11).

Ga değerleri, daha önce belirtildiği gibi metamorfitlerde 20 ppm üzerlerine çıkmaktadır.



Zr değeri metamorfitleerin Őistlerinde 20-180 ppm arasındadır. Ancak Fırıncık dere galerisinden alınan Şistler ve metakumtaşında genellikle 200 ppm ve üzerine çıkan değerler vardır (EK 11).

Metamorfik kayalar da Y değerleri, nadir toprak elementleri (NTE) ile benzer artışlar ve azalışlar göstermektedir.

V değerleri Şistlerde 100-350 ppm arasında yüksektir. Meta kumtaşlarında ise 20-60 ppm arasında daha düşük değerler sunmaktadır. Bu da Şistlerin içinde ilksel kayaç olarak killi sedimanter kayaç evrelerinde vanadyumun gelmiş olabileceğini varsaydırmaktadır. Kumlu ilksel kayalarda ise vanadyum daha az bulunarak metakumtaşlarındaki daha düşük değerleri göstermektedir.

Co değerleri tüm metamorfitleerde bir örnek hariç (HDYU85) diğer tüm örneklerde 26 ppm'den yüksek bulunmaktadır. Bu değerlerde metamorfitleerin kobaltlı ozeltilerden oluşumlarının bir evresinde etkilendiklerini düşündürmektedir.

Ni ise mermerlerde yok denecek kadar az iken Şistlerde 13-186 ppm arasında yer almaktadır. Metakumtaşlarında ise bu element FD8 rneği hariç 5 ppm civarlarındadır. Nikelin mobil bir element olması yorum yapmayı zorlaştırmaktadır. Ancak, te yandan sedimanter havza içinde ultramafik ve mafik kayaların bulunması ve bunların birlikte metamorfize olmaları (bkz. Bölüm 4) nikelin metamorfitleere, metamorfizmaya uğramış, mafik ve ultramafitlerden getirilme ve/veya mobilize olma olasılığını da ortaya çıkarmaktadır.

Mo'nun metamorfitlelerdeki değerleri iki örnekte 10.5 ppm diğer örnekte ise 3.7 ppm'in altındadır. Mo'nun bu biraz yükselmiş değerleri (EK 11'de HDYU84 ve FD20 rnekleri) konusunda kesin bir açıklamada bulunmak eldeki verilerle henüz olası değildir. Yukarıda belirtildiği gibi metamorfitleerin cevherleşmelerinin bulunmadığı alanlardaki Mo temel (background) değerlerinin belirlenmesi de gerekmektedir.

Hg ve Tl eser elementleri metamorfitleerde 0.02 ppm'lerin altındadır.

W değerleri hakkında yorum yukarıda yapıldığından burada bu konuya tekrar girilmeyecektir.

Metamorfik kayaç örneklerinde Cu, 1-163 ppm arasında değişmektedir. Ancak alınan örnekler cevherleşmeler içeren galerilerden olduğu için bakır değerlerinin metamorfik kayaçları tam temsil etme olasılığı düşüktür. Şist ve metakumtaşlarının aralarına ince damarcıklarla girebilecek çözeltilerden kaynaklanması olasıdır. Cevherleşme alanlarından alınacak metamorfik kayaç örnekleri Cu'ın olduğu kadar Pb ve Zn'un da kökeni konusunda aydınlatıcı bilgiler verebilir. Metamorfitleer, Pb-Zn cevherleşmeleri nedeniyle incelenen örneklerde az ya da çok ölçüde kirlenmiş olabilirler. Metamorfitleerde Pb, YG5 metakumtaşı örneği hariç (500 ppm) 3-153 ppm arasında görölmektedir. Zn değerleri ise yine aynı örnek hariç (492 ppm) 183 ppm'e kadar çıkan değerler sunmaktadır.

Cd, Ag, Sb ve Bi değerlerinin çok düşük olmasına karşın As değerleri metamorfitleerde oldukça yüksektir. Mermer örneği ve bir şist örneği dışında As 20 – 155 ppm arasında değişmektedir. Pb-Zn cevherleşmelerinde arsen elementinin çok fazla bulunmaması nedeniyle As değerlerinin ilksel kayaçlarla bağlantılı olabileceğini düşündürmektedir.

Se eser elementi, metamorfitleerde 0.7 ppm den az olduğu sadece FD13 ve FD20 örneklerinde 3 ppm'lere kadar çıktığı görölmektedir.

Au ise çok ilginç bir biçimde mermerde 4.5 ppb ve şistlerde iki örnekte 6.5 ve 17.2 ppb gibi değerler göstermekte ve 0.5 ppb ile 3 ppb arasında değişmektedir. Her ne kadar değerler ppb mertebesinde ise de altının yan kayaçtan mı, granitik çözeltilerden mi yoksa yan kayaçtan mobilize olarak granitik kayaçlardan mı geldiği ayrı bir araştırma konusu olabilir.

### **8.1.5 Nadir toprak element analizleri**

Burada nadir toprak elementleri tek tek ele alınmayacağı gibi cevherleşmelerde, metamorfitlerde ve magmatitlerdeki çoklukları açılardan birlikte ele alınıp değerlendirilecektir.

Nadir toprak elementlerinin tümü Handeresi Bölgesi galerilerinden alınan tüm örneklerde 10 ppm'den çok daha düşük değerler sergilerken Bağırkaç ve Fırıncık Dere Bölgesi galerilerinde tüm NTE açılardan daima belirgin değerler sunmaktadır (EK 12). Bu değerler Eybek plütununun çok yüksek NTE değerleri ve Kalkım volkanitlerinin (EK 14 ve 16) anılan plütona göre biraz daha düşük değerlerinden daha azdır ama özellikle plütona yakınlık açısından bir birlikteliğe işaret edebilir. Metamorfitlerde NTE, her cevherleşme bölgesi, her bir kayaç türü, o türdeki her örnek ve her bir element açılardan çok farklılıklar göstermektedir (EK 13). Sadece mermerlerde NTE değerleri çok çok azdır. Örneğin HDYU94 ve BG63 örneklerinde tüm nadir toprak elementleri oldukça düşük değerler sunmakta iken diğer tüm metamorfitlerde belirli bir sistematığe bağlanamayan değişimler içermektedir. Bu aşamada bu konuda bir yorum yapmak oldukça zordur.

### **8.2 Eybek Plütonu Jeokimya İncelemeleri**

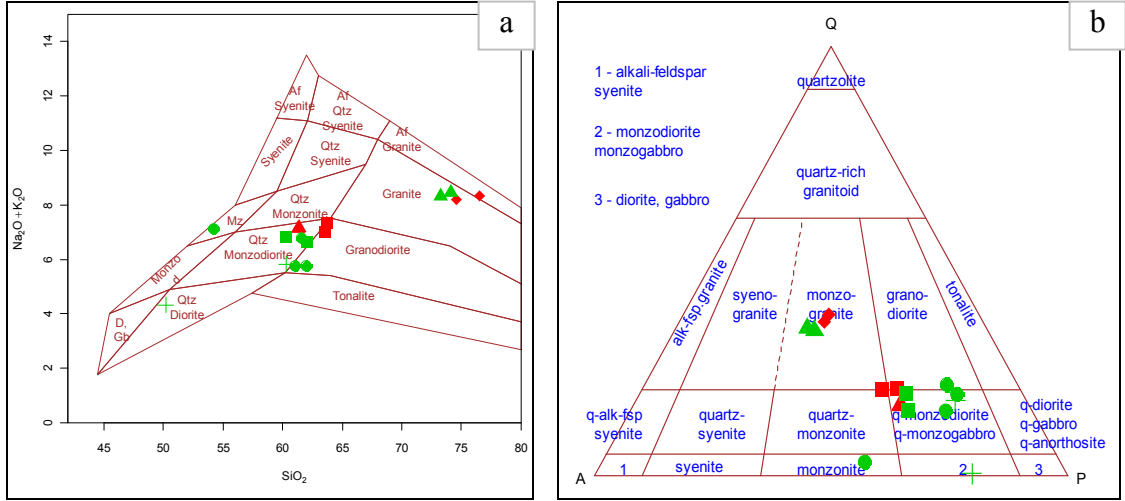
Petrografik incelemeleri yapılan örneklerin arasından Eybek plütonundan farklı birimleri temsil edecek nitelikte ama az sayıda örnek (6 adet) seçilmiş ve analiz edilmek üzere Kanada-ACME Laboratuvarları'na gönderilmiş ve burada esas, eser ve iz elementleri kapsayan 4A+4B gruplarının analizleri, ICP-ES (esas elementler) ve ICP-MS (eser elementler) yöntemleriyle gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte, Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından Eybek plütonunda yapılmış olan çalışmadan da 10 adet örneğin jeokimyasal sonuçları da (EK 15) burada ele alınarak birlikte değerlendirilmeye çalışılmıştır. Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından yapılan jeokimyasal analizler de, bu tez çalışmasında kullanılan analizlerle aynı laboratuvarlarda ve aynı analiz yöntemleri ile yapılmıştır.

### 8.2.1 Ana element analizleri

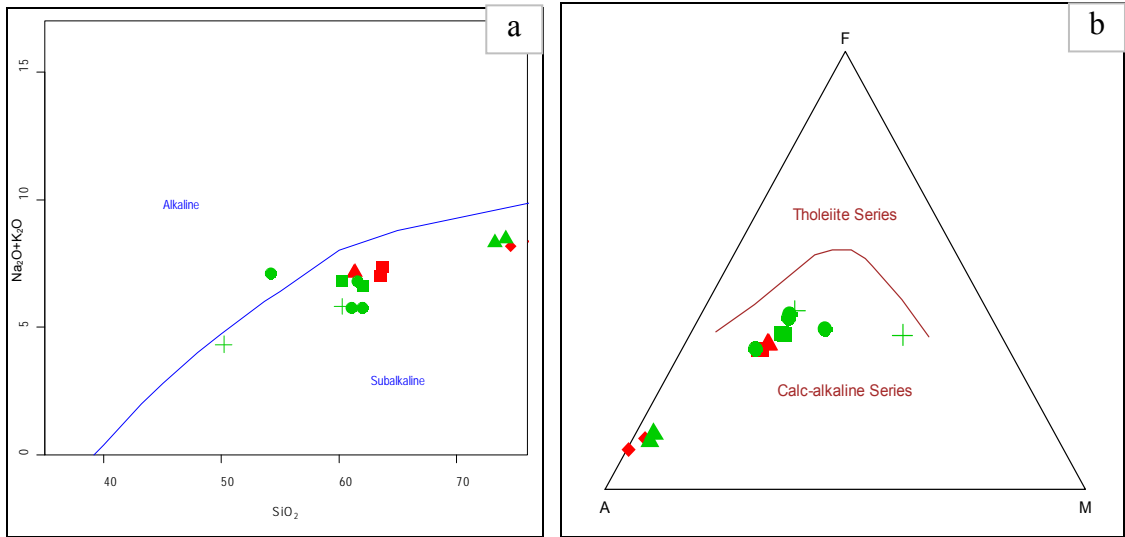
Yapılan analizler sonucunda elde edilen (EK 14) ana oksit değerleri ile Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından yapılan analiz sonuçlarının (EK 15) ana oksit değerleri kayaç sınıflandırma ve tektonik ortam ayırtlama diyagramlarına koyularak gerekli yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır. Grafiklerde kullanılan simgelerin açıklamaları Çizelge 8.1’de verilmiştir. Middlemost (1994)’e ait toplam alkalilere karşı-silika (TAS) diyagramında (Şekil 8.1.a) örnekler granit, granodiyorit, kuvars monzodiyorit, kuvars diyorit ve monzonit alanlarına düşmüşlerdir. Yine analiz sonuçlarından hesaplanan CIPW-Norm değerleri Streckeisen (1967) diyagramına (Şekil 8.1.b) konulduğunda örneklerin yine aynı alanlara düştüğü görülmüştür. Eybek plütonu örnekleri (Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından alınan 64 numaralı örnek hariç) tümüyle subalkali karakter ve kalkalkalen özellik sergilemektedirler (Şekil 8.2.a, b).  $SiO_2-K_2O$  arasındaki ilişkiye göre ise örnekler, kalkalkalen, yüksek K’lı kalkalkalen ve şoşonitik alanlarına düşmektedirler (Şekil 8.3). Bu diyagramda dikkati çeken nokta granofir olarak adlandırılan örnekler ile Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından alınan kuvars monzonitlerin yakın alanlara düşmesidir. Aynı örnekler Şekil 8.1.a’da birlikte granit alanlarında ve Şekil 8.1.b’de ise yine birlikte monzogranit alanlarında yer almaktadır. Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından alınan bu örnekler kimyasal analizleri açısından tarafımızca alınan EYGR03 ve EYGR06 örneklerine büyük benzerlikler göstermektedir.

Çizelge 8.1 Eybek plütonuna ait örneklerin grafiklerde kullanılan simgeleri

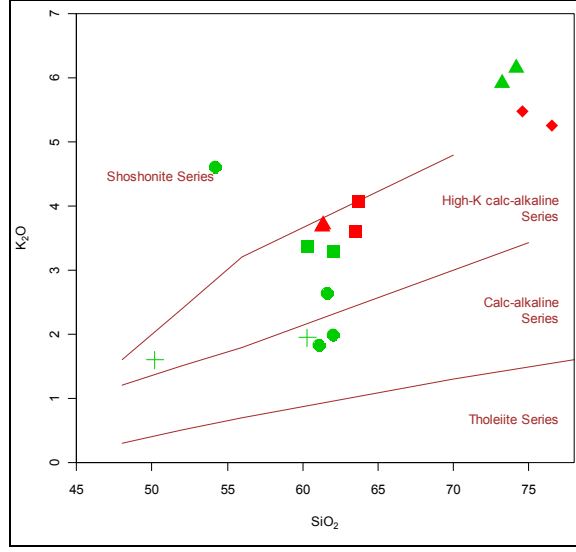
	Tez	Genç ve Altunkaynak (2007)
Granodiyorit	■	■
K.Monzonit		▲
K.Monzodiyorit	▲	
Granit		●
Granofir	◆	
Dayk		+



Şekil 8.1 Eybek plütönu örneklerinin (a) SiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O plütönik kayaç sınıflama diyagramında (Middlemost 1994). (b) Q-A-P diyagramında (Streckeisen 1967) dağılımları

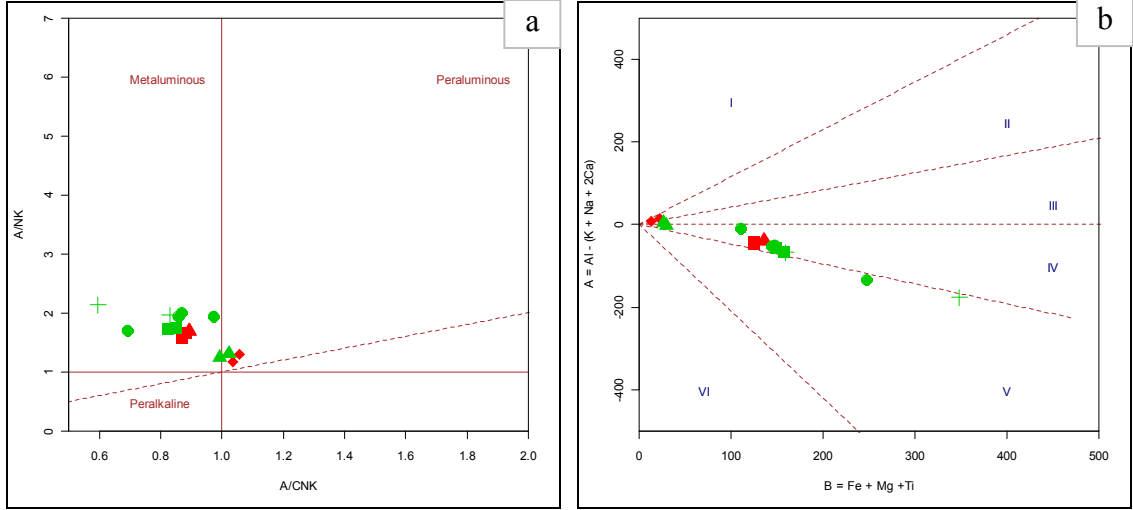


Şekil 8.2 Eybek plütönu örneklerinin (a) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O'ya karşı SiO<sub>2</sub> diyagramında (Cox vd. 1979), (b) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) dağılımları



Şekil 8.3 Eybek plütönu örneklerinin  $K_2O$ 'ya karşı  $SiO_2$  diyagramında (Pecerillo ve Taylor 1976) dağılımları

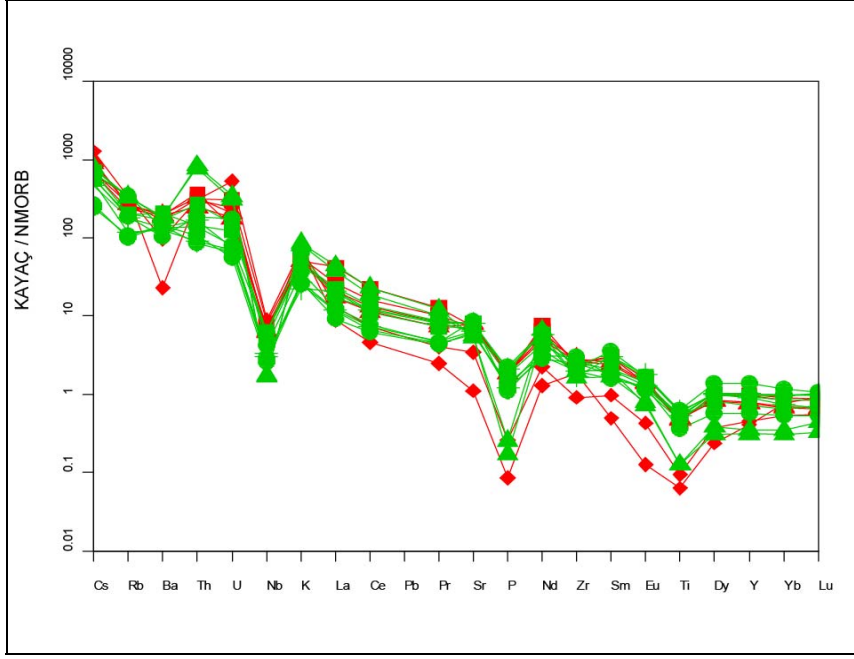
Örnekler, mafik mineral bileşimine göre yapılan sınıflamalarda, Shand (1943) indisine göre de metalümina ve metalümina-peralümina geçiş çizgisi alanlarına düşmüşlerdir (Şekil 8.4.a). Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen ve A-B parametrelerinin kullanıldığı diyagramda (Şekil 8.4.b) Shand (1943) indisine uyumlu olarak örnekler metalümina ve metalümina-peralümina alanlara düşmüşlerdir. Ayrıca mineral topluluğu olarak da III. Bölge'de biyotit içermesi ve IV. Bölgede ise biyotit, hornblend, ortopiroksen, klinopiroksen, ilksel epidot ve sfen içermesi (özellikle de biyotit ve hornblend) petrografik gözlemlerle de uyumluluk sağlamaktadır. Örneklerin metalümina alandan (IV.Bölge) başlayıp, peralümina alana doğru (III.Bölge) negatif bir trend sergilemesi (mineral birlikteliği olarak da amfibol ve/veya piroksen başlaması, çoğunlukla da sadece biyotit veya iki mikalı kayaçlarla sonlanması) bunların kafemik birliktelikleri olduğunu göstermektedir (Debon ve Le Fort 1983). Debon ve Le Fort (1983)'e göre kafemik birliktelikler ya sadece manto, ya da daha yaygın olarak manto bileşenin baskın olduğu, kabuk ve manto karışımı hibrid bir magmadan türemektedir.



Şekil 8.4 Analizi yapılan örneklerin (a) A/CNK-A/NK diyagramında (Shand 1943) ve (b) A-B diyagramında (Debon ve Le Fort 1983) sınıflandırılması (I-II-III nolu alanlar peralümina, IV-V-VI nolu alanlar metalümina alanlar)

### 8.2.2 Eser element ve nadir toprak element analizleri

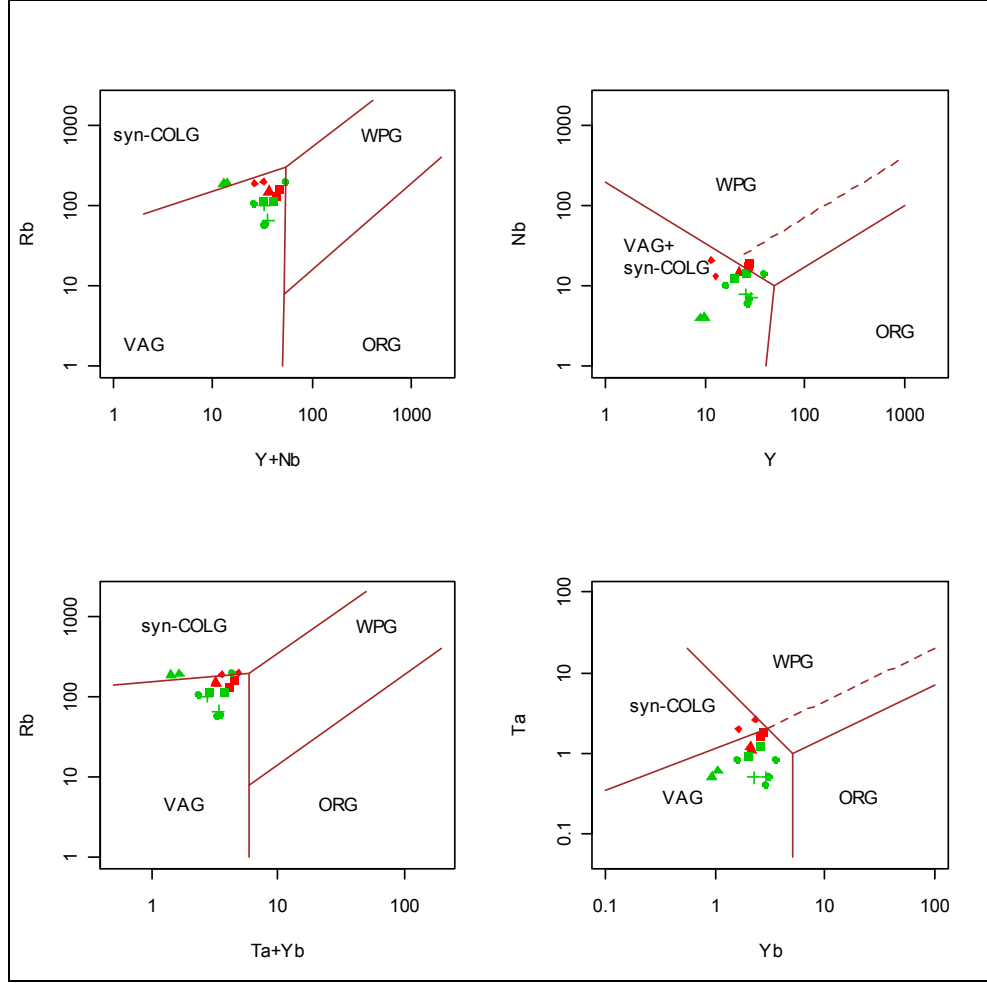
Eybek plütununun örnekleri, N-MORB ile normalize edilmiş spider diyagramı (Sun ve McDonough 1989) üzerinde yorumlanmaya çalışılmıştır (Şekil 8.5). Diyagrama bakıldığında örneklerin LIL elementlerce zenginleştikleri görülmektedir. Bu zenginleşme plütunun kabuksal kirlenmeye maruz kaldığına işaret edebilir. Granofir örneklerinin genel trende uyumlu olmasıyla birlikte, jeokimyasal özelliğinden dolayı genel olarak daha düşük değerler aldıkları gözlemlenmiştir. Ayrıca tüm örneklerdeki Nb, Ti ve P değerlerinde belirgin bir negatif anomali gözlemlenmektedir. Fytikas vd. (1984) ve Delaloye ve Bingöl (2000)'e göre de Eybek plütununda bu değerlerin negatif anomali göstermesi, bu plütunun yay granitoyidi olarak değerlendirilebileceğini göstermektedir. Genel trende bakıldığında plütunun kalkalkalen özellik sergilediği buradaki diyagramdan da görülmektedir.



Şekil 8.5 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

Pearce vd. (1984) tarafından hazırlanan ve granitik kayaların tektonik ortamlarını ayırt etmede kullanılan diyagramlarda (Şekil 8.6) analizlenen örnekler yorumlandığında, örneklerin volkanik yay granitoyidi alanına düştükleri görülmektedir. Bu sonuç daha önce bu konuda çalışma yapmış diğer yazarlarla da uyumluluk göstermektedir (Fytikas vd. 1984, Delaloye ve Bingöl 2000, Genç ve Altunkaynak 2007). Ayrıca çizilen spider diyagramındaki Nb, Ti ve P'daki negatif anomali değerlerini göstermeleri (Şekil 8.5) ve LILE elementlerindeki zenginlik de yine bu görüşü desteklemektedir.



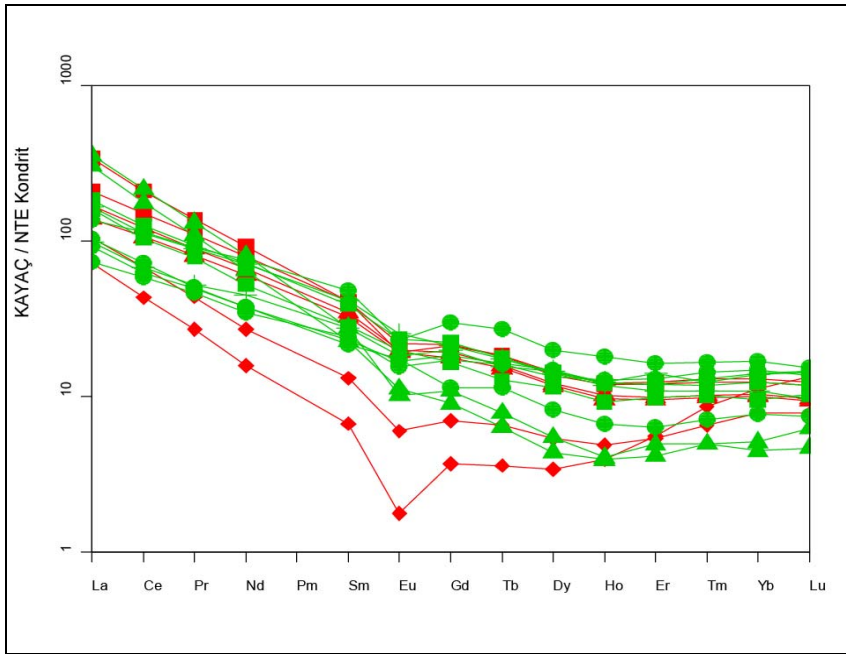


Şekil 8.6 Analiz edilen örneklerin tektonik ortam diyagramlarında sınıflandırılması (Pearce vd. 1984'e göre)

Hem bu tez çalışmasında yapılan analizlerdeki Co değerleri (45,5-97,8 ppm) hem de Genç ve Altunkaynak (2007)'de alınan analizlerdeki Co değerleri (2,6-34,8 ppm) ile kıtasal kabuktaki ortalama Co değerleri (Taylor ve McLennan 1985'e göre; Alt Kıta Kabuk : 38 ppm, Orta Kıtasal Kabuk : 25 ppm, Üst Kıtasal Kabuk : 10 ppm) karşılaştırıldığında, örneklerdeki Co miktarında (birkaç örnek dışında) belirgin bir zenginleşme olduğu görülmektedir. Bu durumun daha çok kabuksal ve manto kökenli eşyaşlı magmaların homojen karışımlarıyla oluşan hibrid magmalarda görülen bir durum olduğu öne sürülmüştür (Boztuğ ve Otlu 2001). Normalde magmadan ilk kristallenen kayaların bünyesinde yer alan bu elementin, yüksek sıcaklıklarda oluşmuş ilk farklılaşma ürünlerinin bulunmamasıyla, farklılaşmaya bağlı olarak artık magmatik

eriyikte zenginleşmesi ve sonunda da düşük sıcaklıklarda bazı aksesuar bileşenlerin bünyesine girmesinden kaynaklanabileceği ileri sürülebilir (Boztuğ ve Otlu 2001).

Nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş diyagramında (Şekil 8.7) genel trend, kayaçların kabuk etkileşimlerinin fazla olduğunu göstermektedir. Granofir örneğimizin genel trende paralellik göstermekle birlikte noktaların diğer kayaçlarla örtüşmemeleri ve onlardan daha düşük değerler sergilemesi, bunların farklı diferansiyasyon evrelerini temsil ettiklerini göstermektedir. Ayrıca Eu'da görülen negatif anomali de plajiyoklaz fraksiyonlanmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 8.7 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır)

### 8.3 Skarn Yatakları ile İlişkili Magmatik Kayaçların Bileşimsel Değişimleri

Birçok maden yatağı doğrudan doğruya magmatik aktivite ile ilişkilidir. Birçok kromit, Ni-Cu-PGE ve porfiri Cu-Mo ve Cu-Au yataklarında cevherleşme, ilişkili olduğu plütön içerisinde oluşur ve magmatizma ile cevherleşme arasındaki kökensel bir ilişki bulunduğu kabul edilir (Paktunc 1990, Naldrett 1992, Bodnar 1995). Aksine birçok ana skarn yatağı karbonatlar içerisinde, ilişkili plütona çok yakın (fakat çoğunlukla

içerisinde olmayacak şekilde) oluşur ve skarn ile ilişkili magmatik kayaçların bileşimsel dağılımı oldukça geniştir. Bu sebeple, birçok skarn-plüton birlikteliğinin kökensele olduğu çoğunlukla varsayılsa da bir skarn cevherleşmesi ile belirli bir plütonun kökensele birlikteliği hakkında daha az bir kesinlik vardır (Meinert 1995).

Meinert (1995) yaptığı çalışmada belirgin skarn yataklarının tüm sınıfları ile ilişkili plütonların bileşimlerini inceleyerek daha genel kapsamda plütonlar ve skarnlar arasındaki kökensele birlikteliği ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Bu sebeple çalışmasında yedi farklı skarn türü (Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo ve Sn) ile ilişkili plütonların ana ve iz element bileşimlerini literatürden derlemiş ve kendi çalışmalarından elde ettiği değerleri de kullanmıştır. Skarnlarla ilişkili olarak 57 farklı çalışmadan tespit edilmiş 175 adet magmatik kayacın analizi Meinert (1995) makalesinin ekinde verilmiş olup, bunların özeti ve ortalama değerleri de bu tezde Çizelge 8.2’de sunulmuştur.

Çizelge 8.2 Skarnlarla ilişkili plütonların sınıflamasında kullanılan değerler (Meinert 1995'den aynen alınmıştır)

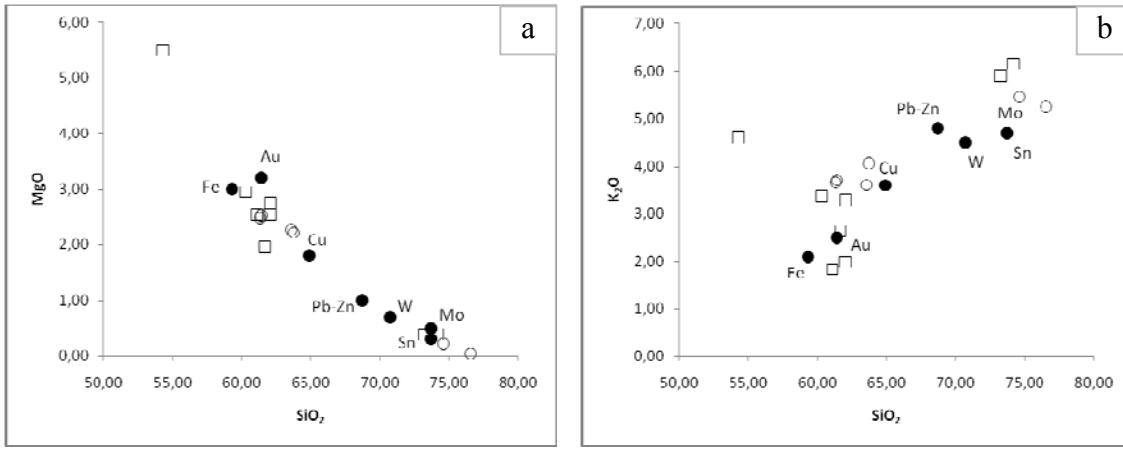
Ana Elementler	Fe-skarn plütonları			Pb-Zn-skarn plütonları			Cu-skarn plütonları			Au-skarn plütonları		
	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.
SiO <sub>2</sub>	47,00	75,60	59,30	56,70	77,00	68,70	55,70	72,80	64,90	48,80	68,40	61,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	22,70	16,80	11,50	16,90	14,30	13,20	18,50	16,00	14,00	18,80	16,20
TiO <sub>2</sub>	0,10	3,10	0,80	0,10	1,60	0,40	0,20	1,00	0,50	0,40	0,80	0,60
FeO <sub>(T)</sub>	1,10	17,70	7,30	0,30	8,50	3,10	1,80	10,20	4,90	2,30	16,80	6,30
MnO	0,00	0,60	0,10	0,00	0,20	0,10	0,00	0,30	0,10	0,00	0,20	0,10
CaO	0,90	22,40	7,20	0,00	7,80	3,20	1,40	7,80	3,80	2,70	11,40	5,80
MgO	0,20	7,90	3,00	0,00	4,20	1,00	0,50	3,90	1,80	1,50	5,60	3,20
K <sub>2</sub> O	0,20	5,60	2,10	1,90	10,00	4,80	2,00	5,50	3,60	0,60	4,00	2,50
Na <sub>2</sub> O	0,60	7,50	4,00	0,10	4,70	3,00	1,10	5,00	4,00	2,20	3,90	3,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	1,50	0,30	0,00	0,60	0,20	0,10	0,40	0,30	0,10	0,60	0,20
Eser Elementler												
Ni	4,00	161,00	35,00	5,00	14,00	9,00	7,00	50,00	16,00	1,00	70,00	18,00
Cr	9,00	303,00	81,00	15,00	277,00	104,00	5,00	50,00	18,00	6,00	150,00	51,00
Sc	4,00	33,00	17,00	2,00	8,00	5,00	3,00	19,00	8,00	1,00	31,00	14,00
V	15,00	313,00	152,00	1,00	77,00	30,00	16,00	161,00	85,00	50,00	216,00	99,00
Ba	1,00	658,00	326,00	980,00	1401,00	1227,00	787,00	2562,00	1466,00	483,00	1500,00	891,00
Rb	2,00	137,00	39,00	88,00	250,00	178,00	48,00	158,00	103,00	14,00	115,00	69,00
Sr	200,00	981,00	505,00	40,00	1446,00	497,00	265,00	1517,00	807,00	314,00	940,00	601,00
Zr	66,00	227,00	141,00	93,00	188,00	136,00	79,00	363,00	183,00	1,00	190,00	116,00
Y	16,00	35,00	24,00	3,00	100,00	32,00	3,00	29,00	17,00	5,00	27,00	17,00
Nb	3,00	21,00	9,00	3,00	50,00	22,00	3,00	30,00	11,00	2,00	18,00	9,00
Ga	11,00	23,00	17,00	18,00	22,00	20,00	15,00	21,00	19,00	12,00	23,00	16,00
Cu	0,00	196,00	43,00	3,00	420,00	80,00	0,00	1669,00	287,00	5,00	329,00	59,00
Zn	25,00	91,00	57,00	45,00	2080,00	569,00	22,00	98,00	57,00	29,00	97,00	67,00
Pb	0,00	40,00	5,00	3,00	630,00	188,00	1,00	70,00	24,00	3,00	25,00	11,00
La	0,00	45,00	16,00	27,00	45,00	36,00	14,00	150,00	45,00	13,00	42,00	28,00
Ce	19,00	73,00	43,00	60,00	83,00	72,00	45,00	150,00	78,00	40,00	64,00	55,00
Th	0,00	30,00	5,00	6,00	9,00	8,00	2,00	14,00	9,00	1,00	30,00	12,00

Çizelge 8.2 Skarnlarla ilişkili plütonların sınıflamasında kullanılan değerler (Meinert 1995'den aynen alınmıştır) (devam)

Ana Elementler	W-skarn plütonları			Mo-skarn plütonları			Sn-skarn plütonları			Tüm skarn plütonları		
	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.	Min.	Maks.	Ort.
SiO <sub>2</sub>	53,70	76,40	70,70	65,30	77,10	73,70	65,30	77,10	73,70	47,00	77,10	66,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,60	18,40	14,20	12,00	15,50	13,40	11,70	17,60	13,60	11,50	22,70	15,10
TiO <sub>2</sub>	0,00	1,10	0,30	0,10	0,30	0,20	0,00	0,60	0,20	0,00	3,10	0,50
FeO <sub>(T)</sub>	0,20	9,70	2,90	0,50	5,60	2,00	0,00	10,50	2,10	0,00	19,90	4,40
MnO	0,00	1,20	0,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,60	0,10	0,00	1,20	0,10
CaO	0,30	7,60	2,20	0,30	4,30	1,50	0,40	3,10	1,10	0,00	22,40	3,80
MgO	0,00	3,60	0,70	0,00	2,70	0,50	0,00	1,10	0,30	0,00	7,90	1,60
K <sub>2</sub> O	2,50	6,30	4,50	2,80	8,50	4,70	2,70	6,00	4,70	0,20	10,00	3,70
Na <sub>2</sub> O	1,90	5,50	3,50	0,20	4,90	3,20	0,30	4,50	3,20	0,10	7,50	3,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,60	0,10	0,00	0,50	0,10	0,00	1,80	0,20	0,00	1,80	0,20
Eser Elementler												
Ni	2,00	15,00	7,00	8,00	11,00	10,00	5,00	36,00	27,00	1,00	161,00	19,00
Cr	0,00	109,00	30,00	7,00	89,00	40,00	0,00	12,00	6,00	0,00	303,00	49,00
Sc	0,00	6,00	3,00	0,00	3,00	2,00	0,00	8,00	3,00	0,00	33,00	9,00
V	0,00	22,00	7,00	0,00	11,00	4,00	0,00	1,00	0,00	0,00	313,00	88,00
Ba	142,00	2348,00	560,00	376,00	1449,00	920,00	14,00	829,00	79,00	1,00	2562,00	701,00
Rb	85,00	345,00	247,00	70,00	450,00	269,00	160,00	2402,00	693,00	2,00	2402,00	230,00
Sr	10,00	1267,00	248,00	20,00	655,00	283,00	5,00	240,00	58,00	5,00	1517,00	425,00
Zr	42,00	226,00	118,00	60,00	189,00	111,00	27,00	230,00	117,00	1,00	363,00	131,00
Y	10,00	102,00	55,00	4,00	145,00	43,00	50,00	210,00	135,00	3,00	210,00	39,00
Nb	13,00	36,00	22,00	10,00	30,00	21,00	10,00	90,00	42,00	2,00	90,00	18,00
Ga	16,00	26,00	20,00	18,00	22,00	20,00	15,00	38,00	30,00	11,00	38,00	19,00
Cu	5,00	158,00	34,00	2,00	9,00	5,00	3,00	80,00	27,00	0,00	1669,00	81,00
Zn	10,00	320,00	66,00	4,00	52,00	25,00	6,00	1662,00	170,00	4,00	2080,00	127,00
Pb	13,00	270,00	54,00	3,00	30,00	16,00	25,00	3109,00	381,00	0,00	3109,00	80,00
La	3,00	70,00	33,00	0,00	45,00	25,00	7,00	54,00	33,00	0,00	150,00	29,00
Ce	11,00	121,00	63,00	17,00	87,00	55,00	28,00	296,00	120,00	11,00	296,00	68,00
Th	6,00	42,00	27,00	4,00	34,00	14,00	10,00	56,00	38,00	0,00	56,00	17,00

Doğada oluşan 103 elementten 8 adedinin oksitli olanları (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O ve Na<sub>2</sub>O) birçok magmatik kayacın % 95'den fazlasını oluşturur. Bu sekiz ana oksit, Harker diyagramlarında farklı trendler gösterirler. Bu tür diyagramlar magmatik kayaç gruplarının karşılaştırılabilmesi için yararlıdır. Örneğin, Şekil 8.8'de Fe ve Au skarnlarla ilişkili plütonlar, Sn ve Mo skarnlarla ilişkili plütonlara göre daha fazla MgO, daha az K<sub>2</sub>O ve SiO<sub>2</sub> içermektedirler. Şekil 8.8'deki MgO-SiO<sub>2</sub> diyagramında Eybek plütonu tüm örnekleri Fe-Cu skarn ve Sn-Mo skarn oluşturan plüton ortamları civarlarında yer almaktadır. K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> diyagramında ise Fe-Au-Cu skarnlar ile Mo skarn yaratan plüton değerlerinin etrafına dağılmışlardır. Bu diyagramlara göre Eybek plütonu Pb-Zn skarn plütonu ortalaması ile yakın bir ilişki sergilememektedir. Ancak Harker diyagramları genellikle köken, magmatik işlem ve

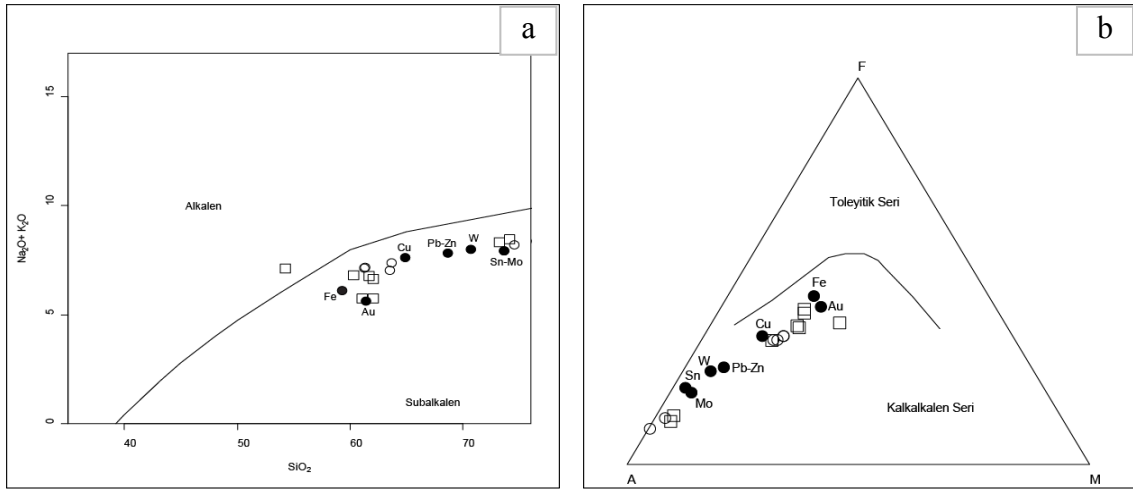
mineralleşme için kesin kanıtlar sağlamamaktadır (Meinert 1995). Magmatik bileşimsel çeşitliliği daha iyi anlayabilmek için, şu üç bileşeni anlamak gerekmektedir : i) ana kayaç yapıcı minerallerdeki asıl element bileşimleri (örn. Eby 1992), ii) nadir mineral fazları veya aksesuar minerallerdeki elementler (örn. Piccoli ve Candela 1994) ve iii) ana mineral fazlarındaki yer değiştiren elementler (Arth 1976). Magmatik petrojenez çalışmalarında eser elementler (ve bu elementlerin oranları) esas işlemleri anlamak için en yararlı kanıtları sunmaktadırlar (Pearce vd. 1984, Lightfoot vd. 1993, Meinert 1995).



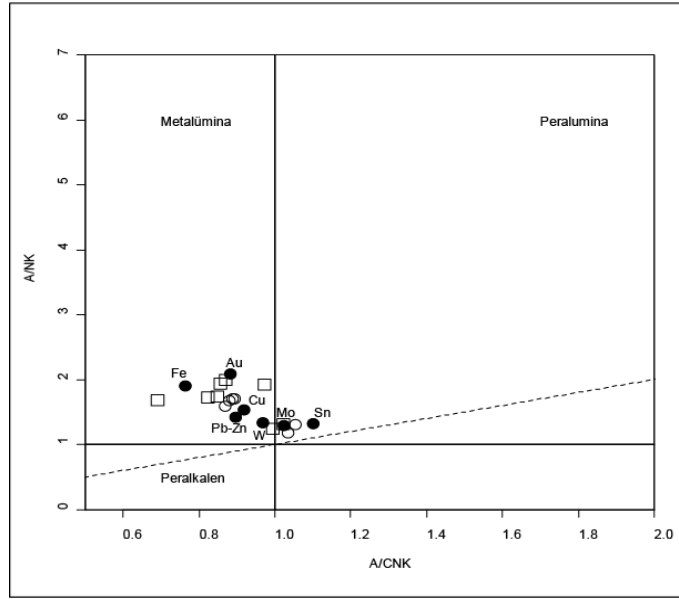
Şekil 8.8 Harker değişim diyagramları (a : SiO<sub>2</sub>-MgO diyagramı, b : SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diyagramı). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütununun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

Meinert (1995)'e göre ana elementler açısından, skarn yatakları ile ilişkili birçok plüton açık bir şekilde subalkalen-kalkalkalen karakterlidir (Şekil 8.9). Bazı kayaçların alkalen ve toleyitik alanda da bulunmalarına karşın (atıf yapılan makalede tüm analiz sonuçları grafikler üzerinde görülürken buradaki grafiklerde sadece skarn türleri ile ilişkili olan plütonların ortalama değerleri kullanılmıştır) hem belirli bir skarn türü bu bölgelerde görülmemekte hem de görülenler ise çok az miktardadır. Toplam alkali-SiO<sub>2</sub> (TAS) diyagramında skarn türlerine göre plüton ortalamaları ile Eybek plütunu tüm analizleri birlikte değerlendirildiğinde Şekil 8.8.a'daki dağılımın aynısı oluşmaktadır. Benzer dağılım AFM diyagramında da (Şekil 8.9.b) görülmektedir. Al doygunluklarına göre skarn ilişkili plütonların bileşimlerinin çoğu metalümina ve peralümina alanları arasında ve sınıra yakın alanlarda görülmektedir ve neredeyse hiçbiri peralkalen olarak sınıflanmamıştır (Şekil 8.10). Eybek plütununa ait örnekler bu diyagramda Fe-Au-Cu-

Pb-Zn arasına ve Mo-Sn etrafına dağılmıştır. Peralümina plütonların birçoğu, önemli miktarda sedimanter bileşen içeren kıtasal kabuğun ergimesi ile ilişkili bir skarn türü olan Sn skarnları ile ilişkilidir (Kwak ve White 1982). Aksine en az Al-doygunluğu gösteren plütonlar, kuvvetli manto imzasına sahip ve kabuksal sedimanter materyalle az miktarda etkileşim gösteren okyanusal ada yayı içerisindeki kalsik Fe skarnları ile ilişkilidir (Meinert 1984, 1995).



Şekil 8.9 TAS ve AFM diyagramları (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

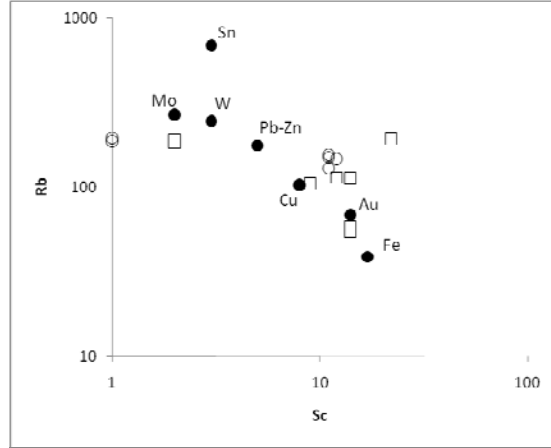


Şekil 8.10 Al doygunluk diyagramı (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

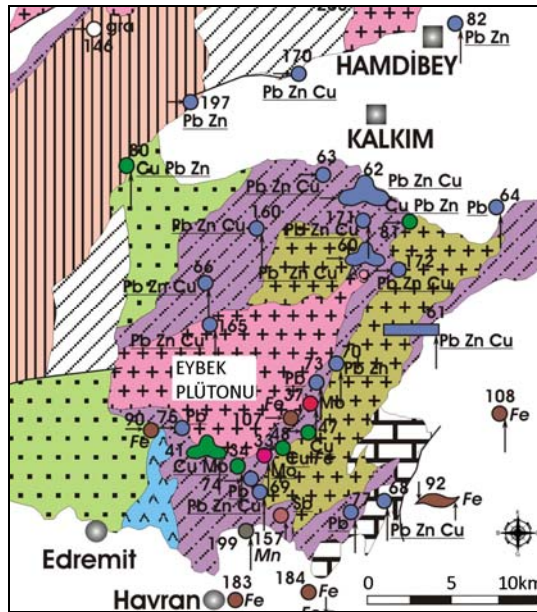
İyonik çap ve iyon yükü, belirli bir mineralin yapısındaki elementlerin birbirlerinin yerini alma derecelerini kontrol eder. Bazı genel kurallar açısından çeşitli eser elementlerin dağılımının tespiti skarnlarla ilişkili plütonlar boyunca ergiyik davranışları ve ayrımlanmaları hakkında bazı genellemelere olanak tanır. Örneğin  $Rb^+$  (1,52 Å),  $K^+$  (1,38 Å) ile benzer iyon yüküne ve çapına sahiptir ve böylece K-feldispat ve mika içerisinde yer alabilir.  $Sc^{+3}$  ise temel olarak piroksen içerisinde yer alır. Granitik ergiyiklerin kristallenmesi sırasında piroksenler göreceli olarak erken, K-feldispat ve muskovit göreceli olarak geç oluşmaları sebebiyle, kristalizasyon-diferansiyasyon esnasında Rb değeri yükselmeli, Sc değerleri ise düşmelidir. Şekil 8.11, skarn yatakları ile ilişkili plütonlar için bu ilişkiyi göstermektedir. Bu durum en yüksek ortalama Sc içeriği (17 ppm) ve en düşük ortalama Rb içeriği (39 ppm) gösteren kalsik Fe skarnlardan Au, Cu, Zn, W, Mo ve en yüksek ortalama Rb içeriğine (673 ppm) ve ikinci en düşük Sc içeriği ne (3 ppm) sahip Sn skarnlara doğru oldukça doğrusal bir dizi göstermektedir (Meinert 1995). Bu diyagramda (Şekil 8.11) Eybek plütonu örnekleri Cu skarnlar ile Pb-Zn skarnları yaratan plütonlar arasında ve Au skarn oluşturan plüton ortalama değerinin hemen altında ve birkaç tanesi de Mo skarn oluşturan plütonlara yakın olarak yer almaktadırlar. Bölgenin metalojenik haritasına bakıldığında (Şekil



8.12) Eybek plütunu içinde ve civarında Pb-Zn-Cu ve Mo cevherleşmelerinin yoğun biçimde bulunduğu görülmektedir.



Şekil 8.11 Skarn yatakları ile ilişkili plütönlüğün Sc-Rb diyagramı (İçerisinde boş yuvarlak simgeler Eybek plütönünün bu tez kapsamındaki, içerisinde boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

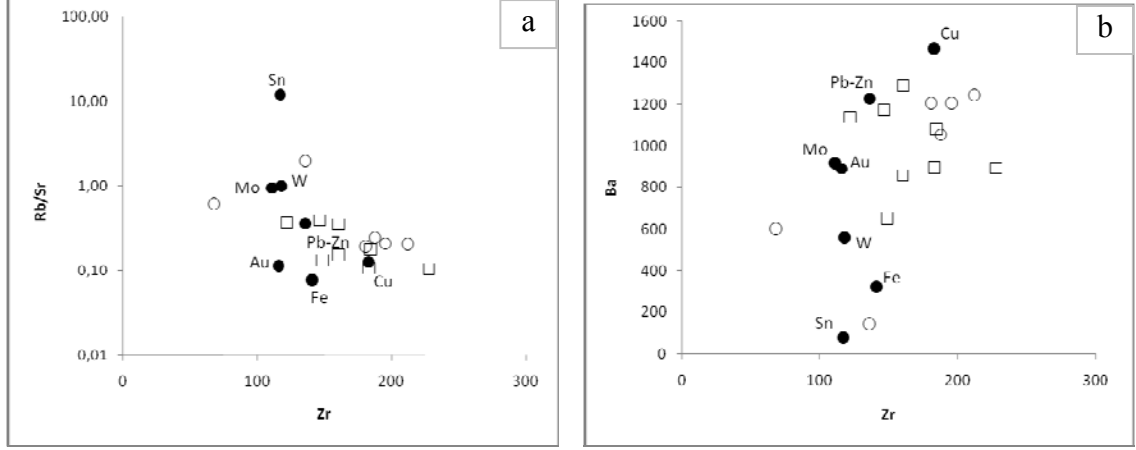


Şekil 8.12 Biga Yarımadası (KB Anadolu) metalojeni haritasındaki Eybek plütönü çevresindeki cevherleşmeler (Engin vd. 2005'den alınmıştır)

Skarn yatakları ile ilişkili plütönlüğün petrojenezini anlamak için başka bir yaklaşım da Meinert (1995) tarafından önerilen K, Rb ve Sr gibi “mobil” büyük iyon yarıçaplı litofil elementlere (LIL-E) karşı Zr, Nb, P ve Ti gibi “immobil” yüksek değerlikli elementlerin

(HFS-E) değişiminin incelenmesidir. Örneğin, diferansiyasyon işlemlerinin göreceli olarak etkisi, Rb/Sr'ye (diferansiyasyona oldukça duyarlı) karşı Zr diyagramında ölçülebilir (Şekil 8.13a). Çeşitli skarn türleri ile ilişkili plütonların ortalama Zr değerleri önemli oranda bir farklılık göstermez iken W, Mo ve özellikle de Sn skarnlar ile ilişkili plütonlar oldukça büyük oranda farklılaşma gösterirler. Yüksek Rb/Sr oranları, belirli bir magma bileşiminden ziyade diferansiyasyon işlemlerinin bu yatakların oluşumunda kritik olduğunu göstermektedir. Aksine Fe, Au ve az oranda Zn skarn sistemleri diferansiyasyon için ufak kanıtlar göstermektedir. Bu sebeple de hem tek bir magma bileşimini hem de diğer petrolojik işlemleri işaret eder (Meinert 1995). Şekil 8.13a'da Eybek plütonuna ait örnekler genellikle Mo ile Cu arasında Pb ve Zn skarn yaratan plütonlar civarına kümelenmiştir. Bu da yine Şekil 8.12'de görüleceği gibi Eybek plütonu civarındaki cevherleşmelerle uyumludur.

Meinert (1995)'e göre daha önce tartışılan elementlerden farklı olarak Ba, Cu ve Zn skarnlarda en yüksek değerlerde görülmektedir (Şekil 8.13b). Baryum, hem K-feldispat hem de mika içerisinde K ile yer değiştirebilir. Bu minerallerin kristalizasyonundan önce Ba uyumsuz element gibi davranır ve zenginleşir. Takiben ortoklaz ve mikanın kristalizasyonunda Ba tüketilir. Bu sebeple Sn ve W skarnlar ile ilişkili plütonlar daha fazla ortoklaz içerdiği halde Cu ve Zn skarnlarla ilişkili ortaç bileşimli plütonlar Ba'nın sadece zenginleştiği plütonlardır. Cu ve Zn skarnlarla ilişkili plütonlarda Ba zenginleşmesi aynı zamanda bu tür yataklarda yaygın olarak görülen potassik ve fillik alterasyonun da fazlalığını yansıtır (Meinert 1995). Ba-Zr diyagramında (Şekil 8.13b) Eybek plütonuna ait örnekler biraz dağılmış olmaklar beraber W-Cu skarn ama özellikle de Pb-Zn ve Au (?) skarn oluşturabilecek plütonların ortalama değerlerine yakın yer almışlardır. Bu veri de az önceki yorumlarla uyumluluk sunar.

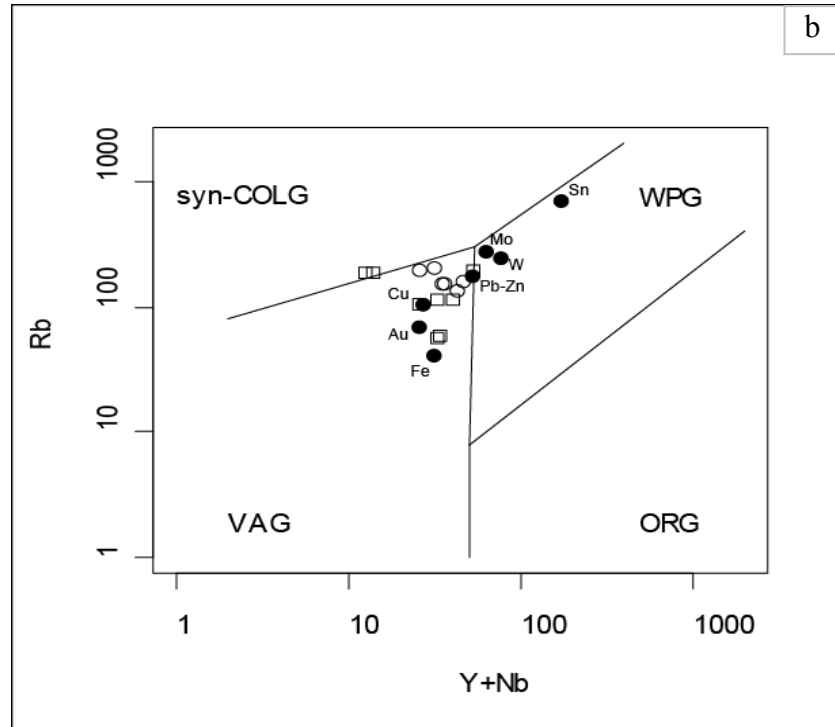
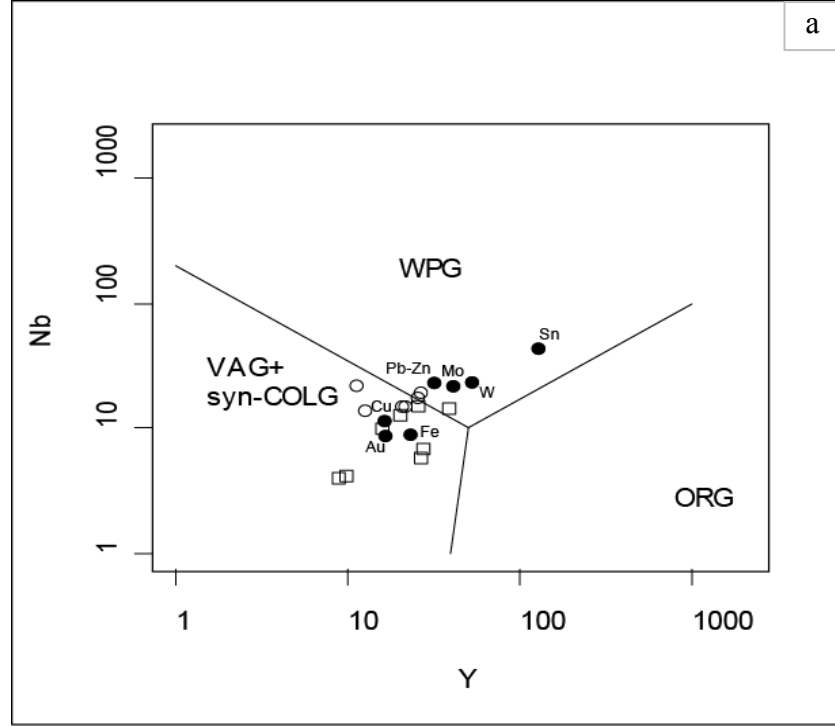


Şekil 8.13 Skarn yatakları ile ilişkili plütonların iz element içerikleri (a : Zr-Rb/Sr diyagramı, b : Zr-Ba diyagramı). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

Meinert (1995)'e göre eser element verilerinin başka bir kullanımı da belirgin magma tipleri ile ilişkili jeolojik provenislerin ayırtlanması veya tektonik ayırtlanmadır (örn. Pearce vd. 1984). En çok kullanılanlarından ikisi Nb'ye karşı Y (Şekil 8.14.a) ve Rb'ye karşı Y+Nb'dir (Şekil 8.14.b). Y'nin piroksen, amfibol ve apatit içerisinde Ca'nin yerini alması sebebiyle bunlar mafik kümülatlar ve ilksel bazaltik kayalar (MORB) içerisinde konsantre olurlar. Niyobyum davranışı karmaşıktır ve sadece kısmi olarak diferansiyasyonla kontrol edilirler. Rb ise daha önce belirtildiği gibi diferansiyasyonun ve kıtasal kabuk bileşenlerinin mükemmel bir göstergesidir. Şekil 8.14.a, b'de görüldüğü gibi skarnlarla ilişkili plütonların çoğu volkanik yay ve kıta içi alanlarda oluşmaktadır. Fe, Au ve Cu skarnlar çoğunlukla volkanik yay bölgesindeki plütonlarla ilişkili iken Zn, Sn, W ve Mo skarnlar ise kıta içi alanlardaki plütonlarla ilişkilidir. Beklenildiği gibi skarn yatakları ile ilişkili hiçbir plüton okyanus ortası sırtı plütonları alanına düşmemektedir (Şekil 8.14.a, b). Benzer olarak neredeyse hiçbir skarn ilişkili plüton çarpışmayla eş yaşlı granit alanına da düşmemektedir (Şekil 8.14.b). Bu tür granitlerin, levha çarpışması sırasında kabuğun aşırı kalınlaşması ve daha sıcak jeotermal bölgelerdeki göreceli olarak sulu kabuksal kayaların çökmesinden dolayı oluştuğu düşünülmektedir (Meinert 1995). Eybek plütonu örnekleri Nb-Y diyagramında (Şekil 8.14.a) genellikle VAG+synCOLG alanındadır. Örnekler Cu-Pb-Zn noktalarının etrafına kümelenmiştir. Au noktasının altına düşen noktalar ile Fe skarnı yaratan plütonun altına düşen noktalar Genç ve Altunkaynak (2007) tarafından alınan kuvars

monzonit, kataklastik granit ve dayk örnekleridir. Şekil 8.14.b'de verilen Rb-(Y+Nb) diyagramında ise birkaç örnek (Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından alınan kataklastik granit ve dayk örnekleri) Fe-Au skarnı yaratan plütonlar civarında iken diğer tüm örnekler Cu-Pb-Zn skarn oluşturan plüton ortamları arasında yer almıştır. Tüm örnekler VAG alanına düşmektedir.

Sonuç olarak, Eybek plütonundan alınan ve dikkatli bir ayırım yapılan örneklerin Meinert (1995) tarafından verilen eser element çiftlerinden Rb-Sc, Nb-Y ve Rb-(Y+Nb) diyagramlarında Pb-Zn ve Cu skarn yaratabilecek plütonları temsil edebileceği anlaşılmaktadır.



Şekil 8.14 Eser element tektonik ortam ayırtlama diyagramları üzerinde skarn türlerine göre plütonların ortalamaları (a : Nb-Y diyagramı, b : Rb-Y+Nb diyagramı).(Meinert 1995'den çizdirilmiştir). (WPG : Kıta içi granitoidler, VAG : Volkanik yay granitoidleri, syn-COLG : Çarpışmayla eş yaşlı granitoidler, ORG : Okyanus ortası sırtı granitoidleri). (İçi boş yuvarlak simgeler Eybek plütonunun bu tez kapsamındaki, içi boş kareler ise Genç ve Altunkaynak 2007 tarafından yapılan analiz sonuçlarını göstermektedir)

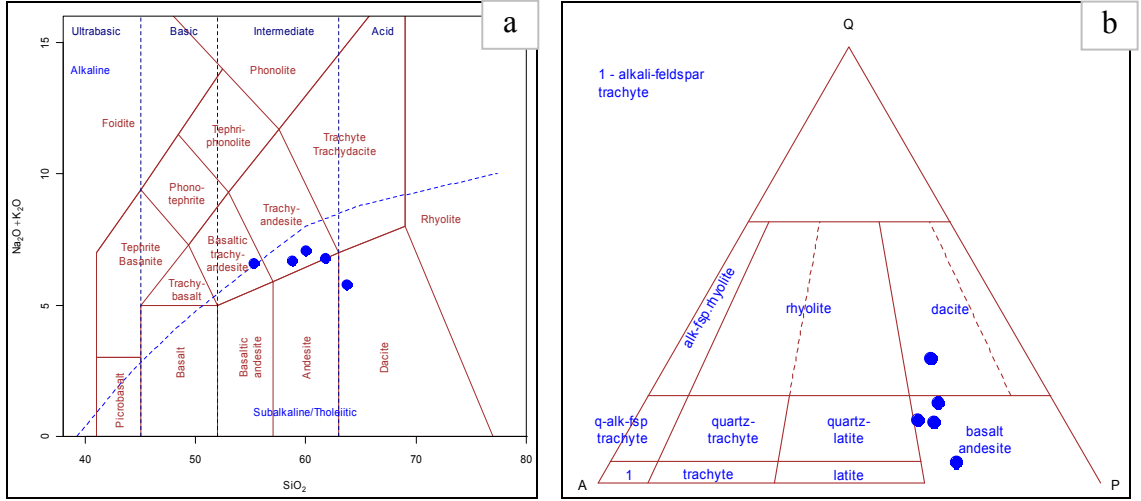
## 8.4 Kalkım Volkanitleri Jeokimya İncelemeleri

### 8.4.1 Giriş

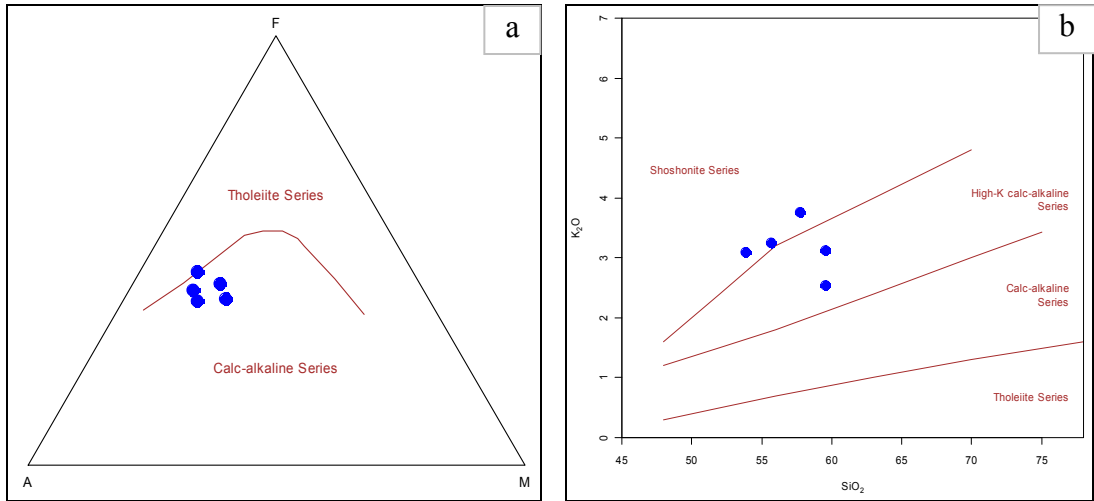
Petrografik incelemeleri yapılan örneklerin arasından Kalkım volkanitlerine ait farklı volkanik birimleri temsil edecek nitelikte ama sayısı az olan (5 adet) örnek seçilmiş ve analiz edilmek üzere Kanada-ACME Laboratuvarları'na gönderilmiş ve burada esas, eser ve nadir toprak elementleri kapsayan 4A+4B gruplarının analizleri, ICP-ES (esas elementler) ve ICP-MS (eser ve nadir toprak elementler) yöntemleriyle gerçekleştirilmiştir.

### 8.4.2 Ana element analizleri

Yapılan analizler sonucunda elde edilen (EK 16) ana oksit değerleri kayaç sınıflandırma ve tektonik ortam ayırtlama diyagramlarına koyularak gerekli yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır. Yoğun alterasyona maruz kalmış 1 adet örnek (KAL-14), alterasyonla ilişkili olarak elementlerin durumlarını tespit etmek için yapıldığından, buradaki volkaniklerle ilişkili temel jeokimya diyagramlarında değerlendirilmemiştir. Le Bas vd. (1986)'ya ait toplam alkalilere karşı-silika (TAS) diyagramında (Şekil 8.15.a) örnekler dasit, trakiandezit ve bazaltik trakiandezit alanlarına düşmüşlerdir. Yine analiz sonuçlarından hesaplanan CIPW-Norm değerleri Streckeisen (1967) diyagramına (Şekil 8.15.b) konulduğunda ise örneklerin dasit ve andezit alanlarına düştüğü görülmüştür. Altunkaynak ve Genç, (2008) yaptıkları çalışmada Biga Yarımadası'ndaki Senozoyik kıtasal volkanizmasını 5 farklı evreye ayırmıştır. Bunlar; Orta Eosen yaşlı volkanitler Orta-K'lı kalkalkalen lavları, Oligosen yaşlı volkanitler Yüksek-K'lı kalkalkalen lavları, Erken Miyosen Yüksek-K'lı şoşonitik lavları, Orta Miyosen yaklaşık alkalin lavları ve Geç Miyosen alkalin lavları şeklindedir. Analizini yaptığımız örneklerde ise tüm volkanitler subalkali karakterde olup kalkalkalen özellikler sergilemektedirler (Şekil 8.16.a).  $SiO_2-K_2O$  arasındaki ilişkiye göre örneklerden 2 tanesi yüksek potasyumlu alanda, 3 tanesi ise şoşonitik alanda yer almaktadır (Şekil 8.16.b).



Şekil 8.15 Kalkım volkanitlerinin (a)  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  diyagramında (Le Bas vd. 1986) ve (b) Q-A-P diyagramında (Streckeisen 1967) sınıflandırılmaları

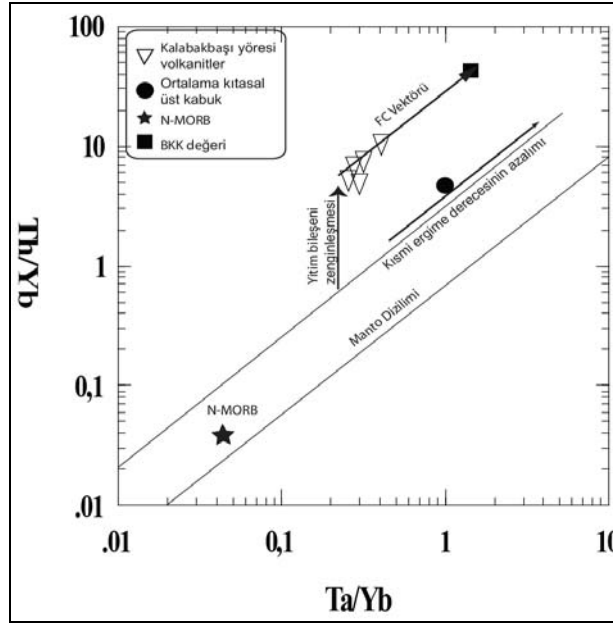


Şekil 8.16 Kalkım volkanitlerinin (a) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) ve (b)  $\text{K}_2\text{O}$ 'ya karşı  $\text{SiO}_2$  diyagramında (Pecerillo ve Taylor 1976) dağılımları

#### 8.4.3 Eser element ve nadir toprak element analizleri

Ta/Yb'a karşı Th/Yb diyagramı özellikle volkanik kayaların eser element davranışlarını inceleyerek tektonik ortamların, kristal ayrılaşmaların ve asimilasyonun tespitinde kullanılır (Pearce 1983). Genellikle  $\text{SiO}_2$  içeriği %60 ve altında olan kayaç grupları için kullanılan bu diyagram bölgedeki asidik ve ortaç kayaçlar için kullanılmıştır (Şekil 8.17). Ortalama kıtasal kabuk değeri (Taylor ve McLennan 1985), Batı Anadolu kıtasal kabuk değeri (Aldanmaz 1998) ve N-MORB değeri (Sun ve

McDonough 1989) bu diyagram üzerine iz düşürülmüştür. Bölgedeki volkanitlere ait andezitik ve dasitik örnekler de bu diyagram üzerine iz düşürülerek modellenmiştir. Bunun sonucu olarak da volkanik kayaların yitim bileşeni açısından belirgin bir zenginleşme gösterdikleri görülmüştür. Ayrıca kayaç gruplarımızın Batı Anadolu kıtasal kabuk değerine doğru çizgisel bir eğilim gösterdikleri de görülmektedir.



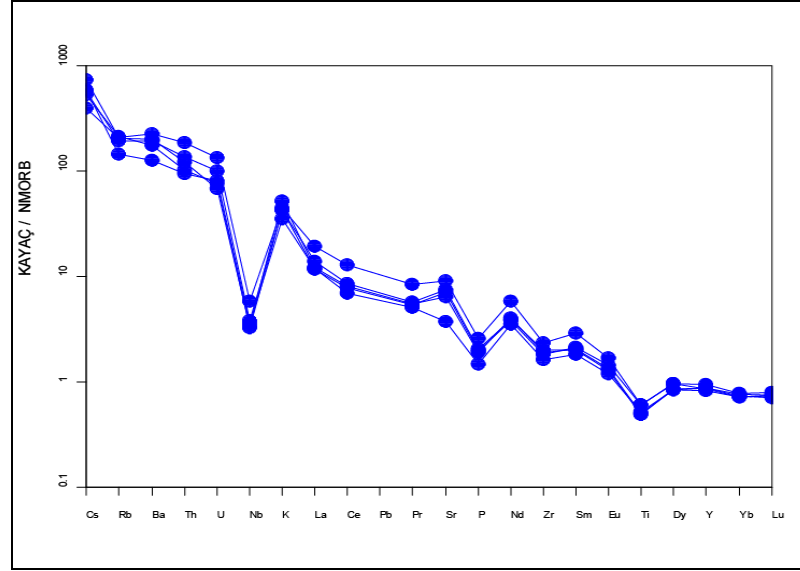
Şekil 8.17 Ta/Yb'a karşı Th/Yb log-log diyagramı (Pearce 1983) üzerinde volkanik kayaların dizilimi, (Ortalama kıtasal üst kabuk verisi Taylor ve McLennan 1985'den; N-MORB verisi Sun ve McDonough 1989'dan; BKK : Batı Anadolu Kıtasal kabuk değeri Aldanmaz 1998'den alınmıştır)

Analiz sonuçlarına bakıldığında Ba/Ta oranlarının 402-3628 arasında, Ba/Nb oranlarının ise 40-294 arasında oldukları görülmektedir. Bununla birlikte yüksek Ba/Ta (>450) ve yüksek Ba/Nb (>28) oranları da yitim sonucu oluşan magmaya işaret etmektedir (Gill 1981).

Kalkım volkanitlerine ait örnekler, N-MORB ile normalize edilmiş spider diyagramı (Sun ve McDonough 1989) üzerinde yorumlanmaya çalışılmıştır (Şekil 8.18). Diyagramdaki genel trendin Eybek plütönünde çizilen spider diyagramıyla uyumlu olduğu görülmektedir. Diyagrama bakıldığında örneklerin LIL elementlerce zenginleştikleri görülmektedir. Bu zenginleşme plütönün kabuksal kirlenmeye maruz

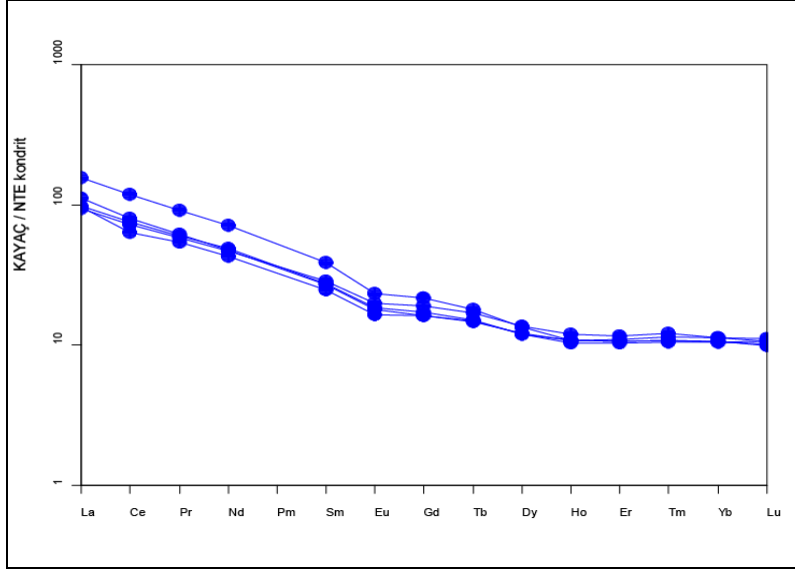


kaldığına işaret edebilir. Ayrıca tüm örneklerdeki Nb, Ti ve P değerlerinde belirgin bir negatif anomali yine Eybek plütönünde olduğu gibi burada da gözlemlenmektedir.



Şekil 8.18 Analiz edilen örneklerdeki bazı eser elementlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

Nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş diyagramında (Şekil 8.19) hafif nadir toprak elementlerinde (LREE) daha yüksek bir zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerinde (HREE) ise daha düşük bir zenginleşme olduğunu göstermektedir. Ayrıca ağır nadir toprak elementlerinde düz bir desen sergilemektedir. Bu şekilde görülen trend, kabuksal bir kirlenmenin varlığı ile birlikte kalkalkalen bir karaktere ve volkanik yay etkileşimine işaret etmektedir.



Şekil 8.19 Analiz edilen örneklerdeki nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (normalize değerleri Boynton 1984'ten alınmıştır)

## 9. İZOTOP ÇALIŞMALARI

### 9.1 Pb İzotop Çalışmaları

Pb izotoplarının en belirgin çalışmaları Doe (1970), Faure (1977) ve Dickin (1995) tarafından yapılmıştır. Tosdal vd. (1999), cevher oluşumlarının köken süreçlerini anlamak amacıyla Pb izotop çalışmalarını özetlemiştir. Pb izotopları ile ilgili genel bilgilerin bir kısmı yukarıda belirtilen çalışmalardan derlenerek aşağıda sunulmuştur.

#### 9.1.1 Maden yataklarında Pb izotopları

Pb, hem ilksel Pb sülfid (galenit) içerisinde hem de diğer sülfid ve sülfotuz mineralleri içerisinde iz element olarak yaygındır. Bu Pb izotop bileşimleri kolaylıkla ölçülebilir. Cevher mineralleri içerisindeki U'nun Pb'ye oranla gerçekte düşük olması sebebiyle Pb izotop bileşimi içerisindeki zamana bağlı büyüme Fanerozoik zamanında oluşan mineraller için çok az ya da ihmal edilebilir. Bu sebeple, eğer sistem değişmeden kapalı kaldıysa, ölçülen Pb izotop bileşimi, kristalizasyon sırasındaki hidrotermal akışkanın ve mineralin bileşimi ile benzerdir. Aksine Proterozoik ve Arkeen yaşlı cevher minerallerinde Pb'nin kısmen radyojenik büyümesi için yeterli zaman vardı. Çünkü U, kalkopirit ve pirit gibi bazı yaygın sülfid minerallerinden tamamen ayrılmamıştı. Bu tür yaşlı minerallerden ölçülen Pb izotop bileşimlerinin, ilksel bileşimi elde etmek için zamana bağlı büyüme düzeltilmesine ihtiyaç vardır (Tosdal vd. 1999).

Arribas ve Tosdal (1994) ve Tosdal vd. (1999)'un işaret ettiği gibi Prekambriyen Pb izotop heterojenitesi sebebiyle lokal Pb izotop büyüme eğrileri, Pb izotop verilerinin herhangi tam bir kronolojik öneme sahip olmasından önce meydana gelmiş özel kıtasal bölgeler için uygulanabilir.

Maden yataklarındaki Pb'nin kaynak(lar)ını tespit etmek için Pb izotoplarının kullanımı, Pb içeren bir mineralin Pb izotop bileşiminin doğrudan ölçümünü içermektedir. Aynı kaynaktan türemiş, aynı hidrotermal akışkan ile taşınıp depolanmış Pb'nin varsayımı sebebiyle Zn, Cu, Au, Ag ve diğer metaller gibi birlikte bulunan

metallerin kaynağının belirlenmesi için faydaları kısıtlıdır. Bu varsayımın, hidrotermal akışkan içerisindeki özellikle de magmatik hidrotermal sistemlerdeki baz metal zenginleşmesi ve sedimanter ortamlardaki Pb'ce zengin yataklardaki Pb, Zn ve Cu'nun jeokimyasal davranışları ile karşılaştırılabilir olması sebebiyle büyük bir kısmı doğrudur (Henley vd. 1984). Sülfidler içerisindeki Re-Os verileri ve cevher ve gang mineralleri içerisindeki Rb-Sr ve Sm-Nd verilerinin Pb izotop verileri ile birleştirilmesi, metal kaynakları ve akışkan-kayaç etkileşimlerinin tespitinde önemli sınırlamalar getirmektedir.

Herhangi bir hidrotermal sistem içerisindeki ilişkili minerallerin kaynaklarından bir sonuç çıkarmak ve Pb kaynaklarını değerlendirmek için cevher minerallerinin yalnızca Pb izotop bileşimlerini bilmek yeterli değildir. Belirli bir hidrotermal akışkanın kaynaklandığı kayaç rezervuarının da Pb izotop bileşimini bilmek Pb izotoplarının gücünden tamamen faydalanmak demektir.

### **9.1.2 Homojen ve heterojen Pb kaynakları**

Maden yatakları içerisindeki Pb izotop bileşimleri yatak, zuhur ve metalojenik provensler içerisindeki farklı ölçeklerdeki hem gerçekte benzer hem de homojen olanlarından, Pb izotop heterojenitesini işaret eden dar veya geniş aralıklı değerlere kadar bir değişim sergilemektedir. Cevher minerallerinin göreceli olarak homojen Pb izotop bileşimleri iki senaryodan birisinin sonucudur (Tosdal vd. 1999).

- Bir akifer boyunca kayaçlar ile sıvılar reaksiyona girerek kaynak(lar) içerisindeki herhangi bir Pb izotop heterojenitesini ortalama düzeye getirebileceği kadar geniş bir hidrotermal sistem.
- Hidrotermal akışkanlar, yerleşim yeri etrafında farklı Pb bileşimine sahip kayaçların bulunmadığı veya herhangi bir asimilasyonun olmadığı plütonik kompleksler gibi bir kaynaktan yayılmış olabilir. Bu akışkanlar genellikle porfiri sistemlerde yaygındırlar.

Diğer taraftan heterojen Pb izotop bileşimleri cevherin depolandığı alandaki kimyasal ve izotopik bileşimlerin ve karışımların olduğu kayaçlar ile muhtemelen farklı akiferler boyunca hareket etmiş sıvıların dengelendiği, sedimanter kayaç içerisinde yer alan yataklar içerisinde beklenir. Çoğu MVT Pb-Zn yatağında özellikle çok geniş aralıklı Pb izotop bileşimi ve cevherin olduğu yerin yakınındaki çoklu rezervuarlar arasında da karışımlar görülür (Kesler vd. 1994).

Cevher minerallerinin Pb izotop homojenite ve heterojenitesi veya faktörlerin çeşitliliğinin bölgesel yansıması :

- Hidrotermal akışkanın başlangıç izotopunun önemi; ek olarak akışkanın kat ettiği yol boyunca meydana gelen kayaç-akışkan etkileşimlerinin derecesi.
- Aynı zamanda kritik olan farklı hidrotermal akışkanların karıştığı yerler. Eğer karışım, cevherin olduğu tarafa yakın ise Pb izotop bileşimlerinin aralığı tahmin edilebilir.

### **9.1.3 Çalışma alanındaki Pb izotop bileşimleri**

Bu çalışmada Pb izotop analizleri yapılan galen örneği ve yan kayaçların Pb izotop bileşimleri ve standart sapma değerleri Çizelge 9.1’de gösterilmektedir. Bölgedeki gerek Pb cevherleşmesinin kökenini gerekse de yan kayaçlarla olan ilişkisini irdeleyebilmek için cevher örneği dışında, 1 adet şistlerden, 1 adet volkanik kayaçlardan ve 1 adet de granitoyidik kayaçlardan derlenen örneklerin de Pb izotop analizleri yapılmıştır.

Çizelge 9.1 Çalışma alanına ait Pb izotop analiz sonuçları

		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<b>1. KAL06 Andezit</b>	Oran	18,8338249	15,7013780	38,9877826	2,0701045	0,8336867
Standart Sapma		0,0002424	0,0000610	0,0002140	0,0000045	0,0000036
<b>2. HDYU80 Şist</b>	Oran	18,7787715	15,6918199	38,9543338	2,0743712	0,8356125
Standart Sapma		0,0005239	0,0004748	0,0010694	0,0000009	0,0000020
<b>3. EYGR11 Granitoid</b>	Oran	18,8313136	15,6947219	39,0239054	2,0722706	0,8334333
Standart Sapma		0,0012101	0,0012793	0,0035761	0,0000465	0,0000118
<b>4. HDK(p) Galen</b>	Oran	18,7635762	15,6906142	38,9429258	2,0754493	0,8362221
Standart Sapma		0,0008748	0,0007782	0,0019845	0,0000178	0,0000076
<b>4. HDK(p) Galen*</b>	Oran	18,7644286	15,6912392	38,9450398	2,0754615	0,8362203
Standart Sapma		0,0002791	0,0002721	0,0008966	0,0000169	0,0000021

\* Sonuçları kontrol etmek amacıyla galen örneğinin analizi iki kere yapılmıştır.

Pb izotop analizlerinin maliyetlerinin çok yüksek olması sebebiyle kısıtlı sayıda örnekten analiz yapılabilmektedir. Bu sebeple daha önceden benzer bölgelerdeki çalışmaların izotop sonuçları ile karşılaştırmalı olarak yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır. Yapılan literatür çalışmalarında jeotektonik ortam, yan kayaç bileşimi ve yatak tipindeki benzerlikler sebebiyle yorumlamalar, Arribas ve Tosdal (1994) tarafından yayımlanan İspanya'daki Betic Cordillera zonunda bulunan yatakların Pb izotop bileşimleri ile birlikte ele alınarak yorumlanmıştır.

Bu çalışmada yapılan ve Çizelge 9.1'de verilen Pb izotop analiz sonuçları, referans kabuksal büyüme eğrileri ile birlikte geleneksel Pb kovaryasyon diyagramlarına yerleştirilmişlerdir (Şekil 9.1, Şekil 9.2). Ayrıca bu diyagramlara Arribas ve Tosdal (1994) tarafından yapılan Betic Cordillera zonundaki yan kayaçların Pb izotop alanları ile (Şekil 9.1) cevherlerin Pb izotop alanları (Şekil 9.2) da yerleştirilmiştir. Referans olarak ilk diyagramda hem Stacey ve Kramers (1975)'in hem de Cumming ve Richards (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrileri gösterilmiştir (Şekil 9.1). Karşılaştırılan Arribas ve Tosdal (1994) yayınında Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi ve bölgedeki yapılan çalışmalar sonucunda ortaya koyulan Ludwig (1989)'un Sardunya (Batı Akdeniz) ortalama kabuksal büyüme eğrisinin kullanılması sebebiyle bu çalışmada da bu eğriler kullanılarak yorumlamalar yapılmıştır (Şekil 9.2).

Kabuksal büyüme eğrisi, bir ortalama kabuğun ya da belirgin bir provensin U/Pb ve Th/U oran karakteristiklerinin kullanımını temel almakta olup zamana bağımlı kıtasal kabuk Pb izotop bileşimini göstermektedir. Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisi herbir aşaması farklı U/Pb ve Th/U oranları ile karakterize edilmiş kıtasal kabuğun iki aşamalı evrimine dayanır. Pb'nin evriminin ilk aşaması Diablo Kanyonu'ndaki demir meteoritindeki triyolit içerisinde kaydedilen ilksel izotop oranları ile 4.57 milyar yıl önce başlar (Tatsumoto vd. 1973). İkinci aşama ise ilk rezervuardaki U/Pb ve Th/U oranlarındaki değişiklik ile 3.7 milyar yıl önce meydana gelen rezervuardaki jeokimyasal farklılaşma ile başlar (ilksel mantodan kabuğun diferansiyasyonu) (Çizelge 9.2).

Çizelge 9.2 Ortalama aktif kıtasal kurşun için iki aşama model parametreleri (Stacey ve Kramers 1975)

	Zaman (milyar yıl)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Pb	Th/Pb	Th/U
İlk aşama başlangıç	4.57	9.307	10.294	29.487	7.19	33.21	4.62
İkinci aşama başlangıç	3.70	11.152	12.998	31.230	9.74	36.84	3.78
Günümüz	0.00	18.700	15.628	38.630	9.74	36.84	3.78

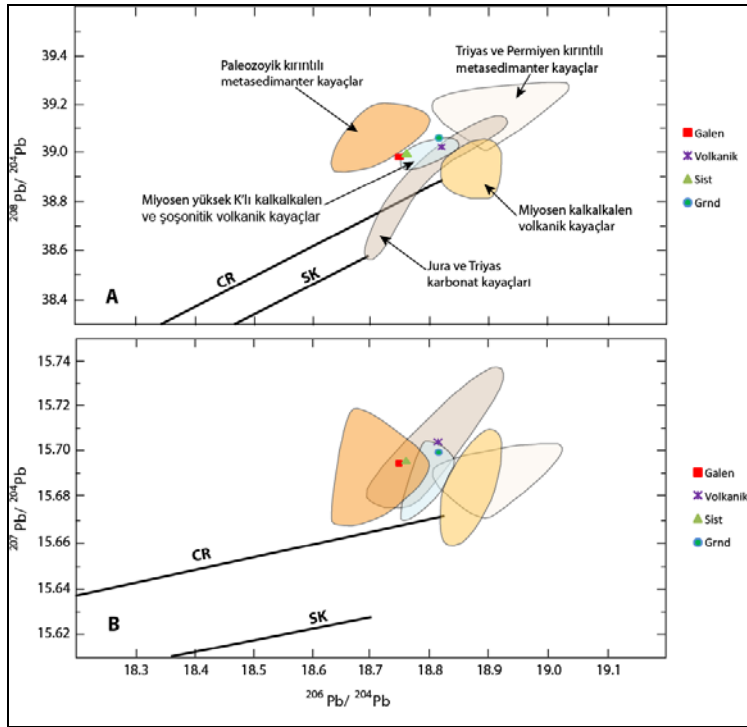
Sardunya (Batı Akdeniz) büyüme eğrisi, İspanya ve Sırbistan-Karadağ arasındaki sedimanter kayaç içerisinde yer alan maden yataklarındaki sülfid minerallerinden elde edilen Pb izotop verilerini kullanan Arribas ve Tosdal (1994) tarafından saptanmıştır. Bu büyüme eğrisi, Sardunya'daki sedimanter kayaçlar içerisinde yer alan yataklar için Ludwig (1989) tarafından saptanan bilgileri temel alır (Çizelge 9.3). Referans kabuksal eğriler bakımından Pb kovaryasyon grafikleri, üzerindeki herhangi bir veri noktasının biçimi, mineralizasyonun kaynağı ve yaşı için yapılan tartışmada kullanılabilir.

Çizelge 9.3 Ludwig (1989) tarafından kullanılan iki aşama model parametreleri

	Zaman (milyar yıl)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Pb	Th/Pb	Th/U
İlk aşama başlangıç	4.57	9.307	10.294	29.476	7.50	30.60	4.08
İkinci aşama başlangıç	3.57	11.496	13.364	31.323	9.80	39.98	4.08
Günümüz	0.00	18.746	15.685	39.052	9.80	39.98	4.08

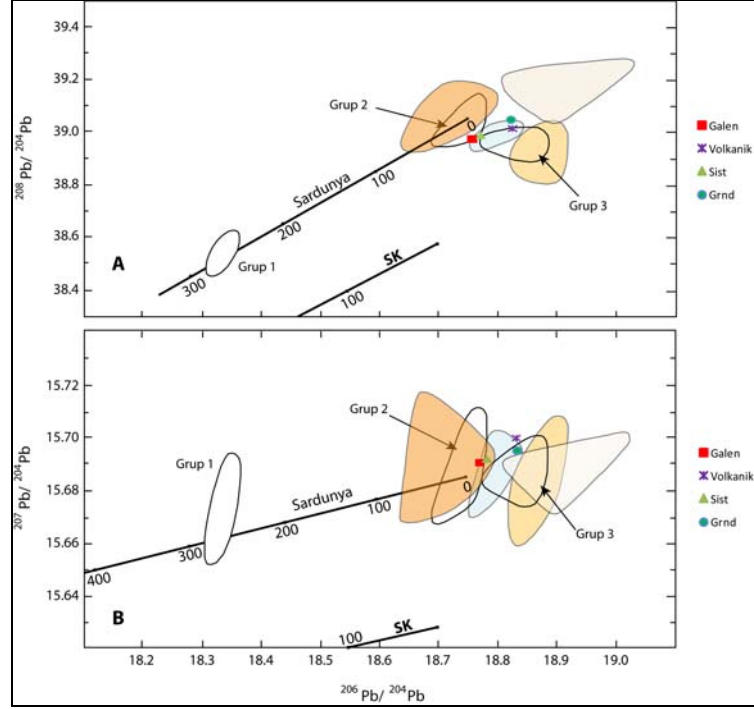
#### 9.1.4 Tartışma ve sonuçlar

Şekil 9.1'deki grafik incelediğinde, renkli alanların olduğu bölgeler Arribas ve Tosdal (1994)'ün yaptığı çalışmada ayırtladığı alanları temsil etmektedir. Analizi yapılan örnekler grafik üzerine düşürüldüğünde, şist örneğinin torojenik diyagramda kısmen, uranojenik diyagramda ise tamamiyle Paleozoyik kırıntılı metasedimanter alana, volkanik ve plütonik kayacın da Miyosen yaşlı yüksek K'lı kalkalkalen ve şoşonitik alana düştüğü görülmektedir. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Oligo-Miyosen yaşlı oldukları ve Bölüm 8'de jeokimyasal olarak incelemeler sonucunda yüksek K'lı kalkalkalen ve şoşonitik karakterli oldukları görülmektedir. Tüm bunlar göz önüne alındığında, Arribas ve Tosdal (1994)'ün grafiklerinde kullandıkları alanların bu çalışmada da kullanılabilir olduğu görülmektedir.



Şekil 9.1 Geleneksel Pb kovaryasyon torojenik ve uranojenik diyagramları. Renkli alanlar Arribas ve Tosdal (1994)'ten alınmıştır (CR : Cumming ve Richards (1975), SK : Stacey ve Kramers (1975) ortalaması büyüme eğrileri)





Şekil 9.2 Geleneksel Pb kovaryasyon torojenik ve uranojenik diyagramları. Grup1, Grup2 ve Grup3 alanları Arribas ve Tosdal (1994)'ten alınmıştır. (Sardunya : Ludwig (1989), SK : Stacey ve Kramers (1975) ortalama kabuksal büyüme eğrileri)

Grafikler incelendiğinde, analizi yapılan galen örneğinin Stacey ve Kramers (1975)'in ortalama kabuksal büyüme eğrisinin yukarısında yer aldığı görülmektedir. Bu da örneğin alt kabuktan türemiş olabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte örneklerin Ludwig (1989)'e ait (Sardunya) büyüme eğrisine uyumlu bir şekilde dizildikleri görülmektedir (Şekil 9.2). Ancak örneklerin bu eğrinin 0 noktasının sağında çıkmış olmaları kesin bir kronolojik yaş için izotop bileşimlerinin kullanılabilirliğini sınırlamaktadır. Ceyhan (2003) yaptığı çalışmada, 0 noktasının sağında çıkan alanların epijenetik tipte olduğunu belirtmiştir. Tosdal (2001)'e göre daha düşük  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değerleri temelden türeyen Pb'yi yansıtırken, daha yüksek  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değerleri magmatik Pb'yi yansıtmaktadır. Ayrıca daha yüksek  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  hem magmatik hem de hidrotermal sistem içerisinde kabuksal malzemenin daha çok içerildiğine işaret ederken, daha düşük  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  daha yüksek bir magmatik bileşimi işaret edebilir. Tosdal (2001)'in bu görüşüne göre burada analizi yapılan galenit örneğinin temelden türeyen fakat içerisinde magmatik katkı da bulunan bir Pb içerdiği görüşü ağırlık kazanmaktadır.

Grafiklerdeki örneklerin düştükleri noktalar göz önüne alındığı zaman da galenit örneği ile şist örneğinin çakışması cevher örneğindeki Pb'nin büyük bir kısmının bu kayaçtan türemiş olabileceğini düşündürebilir. Ancak analize yollanan şist örneğinin cevherleşmelerin olduğu galerilerden alınmış olması, bu şistlerin Pb cevherleşmeleri ile kirlenmiş olma olasılığını da göz önünde bulundurma zorunluluğunu getirmektedir. Bununla birlikte yüksek K'lı kalkalkalen ve şoşonitik volkanik ve plütonik kayaç noktalarının düştüğü alanların da Pb cevherine yakın olması, Pb cevherinin oluşmasında magmatik kayaçların da etkisinin olabileceğini göstermektedir. Bölgede yapılan arazi çalışmalarında ve yapılan sondaj karot determinasyonlarında gerek yüzeysel gerekse de incelenen derinliğe kadar (en fazla derinlik yüzeyden yaklaşık 245 m.) cevherleşme alanında herhangi bir magmatik kayaca rastlanılmamıştır. Fakat cevherleşme alanlarının yaklaşık birkaç km. kuzeydoğusunda ve güneybatısında bulunan Kalkım volkanitlerinin ve Eybek plütonunun (sırasıyla) derinlerdeki kütlelerinin bir etki yaratmış olabileceği olasılığı görülmektedir. Benzer bir durumda, Arribas ve Tosdal (1994) yaptığı çalışmada Betic Cordillera bölgesinde görülen volkanik kayaçların yayılımının çok az olması sebebiyle, bu kadar geniş çaplı bir cevher oluşumunun direkt olarak magmatik kayaçlarla ilişkilendirilmesinin doğru olmadığını savunmuştur.

Şekil 9.2'deki grafik incelendiği zaman burada görülen 3 adet grup Arribas ve Tosdal (1994)'ün çalıştığı bölgelerdeki cevher gruplarını göstermektedir. Analizi yapılan cevher örneğinin burada 2.grup cevherleşme alanına düştüğü görülmektedir. Arribas ve Tosdal (1994), 2.grup oluşumları için fizikokimyasal eğilimlerin (kaynama, pH, oksidasyon koşulundaki değişiklikler, daha soğuk yüzeysel meteorik sularla karışım ve/veya reaktif litolojilerle etkileşim gibi) uygun olduğu durumlarda ve de Pb izotop verilerinin de durumu göz önüne alındığında esasen metasedimanter kayaçlar içerisinde bulunan kurşunun Miyosen dönemindeki volkanizma etkisi ile mobilize hale gelerek ve bir miktar magmatik Pb katkısı ile de kayaçlardaki uygun kırık ve çatlaklara, reaktif karbonatların da etkisiyle yerleştiği şeklinde yorumlamıştır. Bölgedeki bu yoğun kırılanmaların da Alpin nap tektoniğinin bir sonucu olduğunu öne sürmüştür.

Geleneksel Pb kovaryasyon diyagramlarında yorumlamalar yapılırken bazı koşullarda düzeltmelere ihtiyaç vardır. Burada analizi yapılan şist örneğinin Pb izotop bileşimleri,

şistlerin günümüzdeki oranlarını yansıtmaktadır. Eğer bölgede görülen cevherleşmeler şistlerin ilksel oluşumu sırasında yatak oluşturacak şekilde oluşmuş olsalardı ve de herhangi bir mobilizasyona maruz kalmadan (sistem tekrar açık hale gelmeden) günümüze gelmiş olsalardı Pb izotop oranları, şistlerin oluştuğu dönemdeki (Paleozoyik-Triyas) Pb izotop oranlarına (daha düşük) sahip olacaktı. Bu durumda günümüzde sinsedimanter bir cevherleşme ile karşı karşıya kalsa idik, şistlerin o dönemdeki Pb izotop oranlarına ihtiyaç duyulacaktı. Fakat buradaki oluşum, bölgedeki Oligo-Miyosen'de görülen magmatizmanın sistemi tekrar açık hale getirerek Pb'yi mobilize etmiş olması ve belirli bir miktarda da magmatik katkıda bulunarak cevherleşmeyi oluşturmuş olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Bu sebeple şistlerin ilksel izotop oranlarını tespit etmek için herhangi bir düzeltmeye ihtiyaç duyulmamıştır.

## **9.2 Kükürt İzotop Çalışmaları**

Kükürt izotopları ile ilgili çalışmalar 1940'lardan günümüze kadar sürdürülmüştür. Bu konuda birçok çalışmacı çeşitli jeolojik ortamlardaki sülfürlü mineraller içerisinde bulunan kükürtün izotop jeokimyasını incelemişlerdir. Bu konuda özellikle son yıllarda Seal II (2006) tarafından yapılan yayın, özellikle bu çalışmaların bir derlemesi şeklindedir.

### **9.2.1 Hidrotermal yatakların kükürt izotop bileşimleri**

Hidrotermal maden yataklarının kükürt izotop bileşimi hakkında oldukça fazla kaynak bulunmaktadır. Bu konudaki sayısız çalışmada özellikle Rye ve Ohmoto (1974), Ohmoto ve Rye (1979), Ohmoto (1986), Taylor (1987) ve Ohmoto ve Goldhaber (1997)'nin çalışmalarına atıflarda bulunulmuştur. Sülfidik cevherlerin  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin yorumlanmasındaki temel ilkeler Sakai (1968) tarafından açıklanmış ve bunu takiben de Ohmoto (1972) tarafından genişletilmiştir.

Genellikle sülfid ve/veya sülfat minerallerini oluşturan hidrotermal maden yataklarındaki kükürt tümüyle (1) bir magmatik kaynaktan ve/veya (2) bir deniz suyu

kaynağından türemiştir. İlk bahsedilen içerikte (a) kükürt magmatik akışkanlarla taşınır ve (b) magmatik kayalar içerisindeki sülfürlü minerallerden yıkama yoluyla elde edilir.

Deniz suyundaki kükürt, sulu sülfatlar olarak oluşur ve muhtemelen farklı yollar aracılığı ile sülfid yataklarının içerisine katılırlar. Dünyanın yüzeyine yakın çevrelerde kükürt indirgeyici bakteriler ile H<sub>2</sub>S'e indirgenen sülfat, sedimanter süfidi oluşturur. Bu sedimanter süfidi daha sonradan hidrotermal akışkanlar ile yıkanabilir veya metal taşıyan tuzlu sularla (*brine*) karşılaştıklarında diğer sülfid minerallerinin yerini alabilirler. Sulu sülfatların sulu süfidiye indirgenmesi aynı zamanda yüksek sıcaklıklarda bakteriyel etki olmadan da meydana gelebilir. Bu sebeple sülfat içeren deniz suyu, "sülfatça zengin" ilişkili sular veya denizel evaporitlerden çözülmüş sülfat içeren meteorik sular, sülfid içeren hidrotermal akışkanlar içerisinde evrimleşebilir (Hoefs 1987).

Kükürt izotoplarının ayrışması bir cevherli akışkanın tarihçesi içerisinde çeşitli durumlarda olabilir. İzotop ayrışması, (1) süfidiye yıkanması sırasında veya magmadan akışkanların yayılması sırasındaki kükürtün kaynağında (2) deniz suyu sülfat indirgemesi içeren hidrotermal akışkanların evrimsel tarihi sırasında (3) hidrotermal akışkanların soğuması sırasında ve (4) minerallerin yerini alma veya oluşumları sırasında meydana gelebilir. İzotopsal ayrışma akışkanlar, ergiyikler veya mineraller içerisindeki sülfürlü bileşenler arasında izotopik dengeleme sürerken veya denge olmayan bir durumda devam edebilir. Bu tür izotopsal ayrışma kapalı veya açık sistemler içerisinde meydana gelebilir. Hidrotermal minerallerde gözlenen  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri bu sebeple hidrotermal akışkanlar içerisindeki kükürtün farklı jeokimyasal tarihçesini yansıtır ve  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin düzgün olarak yorumlanması yatağın jeolojisinin ve hidrotermal sistemler içerisindeki birçok izotopsal ayrışma işlemlerinin anlaşılmasıyla sadece mümkün olabilmektedir (Ohmoto ve Rye 1979).

350-140 °C sıcaklıklarda oluşan damar ve ornatma tip yatakların  $\delta^{34}\text{S}$  karakteristikleri ve detay olarak yapılan jeolojik ve jeokimyasal çalışmalar Rye ve Ohmoto (1974)'te özetlenmiştir. Providencia ve Pasta Bueno'yu da içeren birçok yatak, kalkalkalen intrüziyonlarla ilişkili, genellikle sülfat minerallerinden yoksun ve sülfid minerallerinin

$\delta^{34}\text{S}$  değerleri 0 ‰'a yakın ve dar bir aralıktadır. Bu tür cevher oluşturan akışkanlardaki kükürt, magmatik kaynaklardan türemiş şekilde görülmektedir ve  $\text{H}_2\text{S}$ 'in baskın olduğu kükürt türlerinin bulunduğu pH- $f\text{O}_2$  koşullarında çökelmişlerdir. Bununla birlikte bu tür akışkanlar farklı ana kayaçlarla dengede oldukları zaman pH ve/veya  $f\text{O}_2$  artabilir ve Mogul ve Darwin yataklarında da muhtemelen olduğu gibi daha düşük  $\delta^{34}\text{S}$  değerli sülfütlere üretebilir (Ohmoto ve Rye 1979).

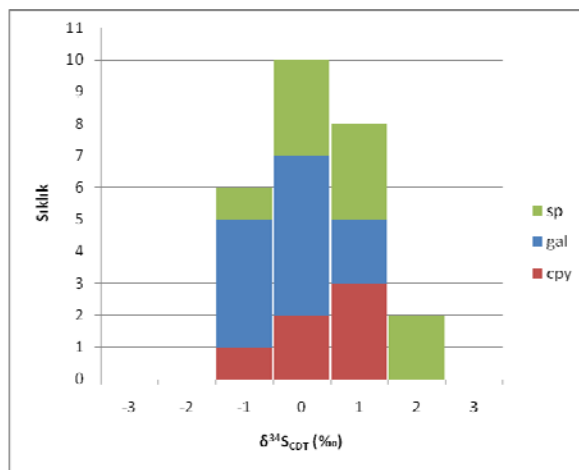
### 9.2.2 Çalışma alanındaki kükürt izotop bileşimleri

Bu çalışmada bölgedeki cevherleşmelerden temsili olarak seçilen galen, sfalerit ve kalkopirit örneklerinin kükürt izotop analizleri yapılmıştır ve bu örneklerin kükürt izotop bileşimleri Çizelge 9.4'de ve bu değerlerin frekans (sıklık) histogramları ise Şekil 9.3'de gösterilmektedir. Çizelgede ayrıca gösterilen ve kükürt izotop jeotermometresi ile hesaplanan değerlere ( $\Delta^{34}\text{S}$ , T (°C)) daha sonra değinilecektir.

Bölgelerdeki  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değişimlerine bakıldığında zaman, Handeresi bölgesindeki cevher minerallerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri -1.2 ‰ ile +2.1 ‰ arasında (ort: +0.6 ‰), Bağırkaç bölgesindeki cevher minerallerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri -0.7 ‰ ile 1.2 ‰ arasında (ort: +0.2 ‰) ve Fırıncık bölgesindeki cevher minerallerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri ise -1.1 ‰ ile +1.7 ‰ arasında (ort: -0.1 ‰) değişmektedir. Mineral bazında bakıldığında zaman da tüm bölgelerde görülen galen minerallerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri -1.1 ‰ ile +1.5 ‰ arasında (ort: -0.2 ‰) , sfalerit minerallerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri -0.7 ‰ ile 2.1 ‰ arasında (ort: +0.7 ‰) ve kalkopirit minerallerinin ise  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri -0.6 ‰ ile 1.5 ‰ arasında (ort: +0.4 ‰) değişmektedir. Tüm bu sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde gerek bölgesel açıdan gerekse de mineraller açısından  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinde önemli bir ayırım görülmemektedir. Tüm oranlar sıfıra çok yakın ve dar bir aralıkta dağılmış olarak bulunmaktadır.

Çizelge 9.4 Çalışma alanına ait kükürt izotop analiz sonuçları

Galeri	Örnek No	Kot	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}\text{‰}$	$\Delta^{34}\text{S}$	T (°C)
Alibey	AB69	639 m	sp	1.2		
Bağırkaç (Desandre)	BAG07_2	590 m	gal	-0.7		
Bağırkaç (Desandre)	BG64	570 m	sp	0.1		
Bağırkaç (Desandre)	BG66	570 m	sp	-0.1		
Bağırkaç (Desandre)	BG68	570 m	gal	-0.2		
Bağırkaç (Desandre)	BG70	570 m	cpy	1.0		
Bağırkaç (Desandre)	BG71	571 m	sp	0.8		
Bağırkaç (Desandre)	BG72	571 m	cpy	0.6		
Bağırkaç (Desandre)	BG72	571 m	gal	-0.4		
Fırincık dere	FD07_1	538 m	gal	-1.1		
Fırincık dere	FD07_2	538 m	sp	1.7	sp-gal 1.8	364
Fırincık dere	FD07_2	538 m	gal	-0.1		
Fırincık dere	FD07_2	538 m	cpy	-0.6		
Fırincık dere	FD07_3	538 m	gal	-0.4		
Fırincık dere	FD11	541 m	cpy	-0.4		
Fırincık dere	FD11	541 m	sp	-0.7		
Fırincık dere	FD6	540 m	sp	0.8	sp-gal 0.9	628
Fırincık dere	FD6	540 m	gal	-0.1		
Handeresi	HDHD1	280 m	cpy	0.2		
Handeresi	HDK(p)	279 m	gal	1.5		
Handeresi	HDK(p)	279 m	cpy	1.5		
Handeresi	HDK90	280 m	sp	2.1	sp-gal 1.1	542
Handeresi	HDK90	280 m	gal	1.0		
Handeresi	HDYU91	294 m	sp	0.4	sp-gal 1.6	402
Handeresi	HDYU91	294 m	gal	-1.2		
Handeresi	HDYU95	295 m	gal	-0.8		
Standart Sapma : 0.08			Analitik Hassasiyet, 1-sigma : 0.15			



Şekil 9.3 Kükürt izotop analizi yapılan sfalerit (sp), galen (gal) ve kalkopirit (cpy) minerallerinin frekans (sıklık) histogramı

### 9.2.3 Kükürt izotop jeotermometre çalışmaları

Tipik olarak katı olan iki faz arasındaki kükürt izotop ayrımlanmasının sıcaklığa bağlılığı kükürt izotop jeotermometresinin temelini oluşturur. Kükürt izotop jeotermometresi sfalerit ve galen veya pirit ve barit gibi iki madde arasındaki kükürt izotoplarının ayrımlanmasını temel alır. Çözünmüş  $\text{SO}_4^{2-}$  ve  $\text{H}_2\text{S}$  arasındaki kükürt izotop ayrımlanması, jeotermal sistemler içerisindeki rezervuar sıcaklıklarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Bu tür bir jeotermometre için kükürt izotopunun kullanımı birçok gerekliliğe ve varsayıma dayanmaktadır:

- Mineraller eş zamanlı oluşmalı ve tek bir sıcaklıkta birisi diğeri ile dengede olmalı.
- Takiben bir mineralde veya her iki mineralde alterasyon veya yeniden dengelenme olmamalı.
- Saf mineraller izotop analizi için ayrılmalı.
- Ayrımlanma faktörlerinin sıcaklığa bağlılığı bilinmeli.

Ek olarak, sıcaklık tahminindeki daha iyi hassasiyet ayrımlanma sırasındaki azami sıcaklığa bağlı mineral çiftlerinin kullanımı ile mümkün olacaktır. Kinetik sebepler jeotermometre için hem avantaj hem de dezavantaja sahiptirler. İzotop değişimindeki ani hareketlilik denge koşulları altında mineral oluşumunu düzenler. Fakat ani değişim hareketlilikleri aynı zamanda soğuma sırasında mineral çiftlerini yeniden dengelenmeye yatkın hale getirir. Aksine yavaş hareketlilikler mineraller arasındaki izotopik dengelenmeye engel olur. Ancak bir kere dengelenen mineral çiftlerinde meydana gelen yavaş değişim hareketlilikleri, düşük sıcaklıklardaki daha sonraki yeniden dengelenme olmaksızın oluşum kayıtlarını tutma eğiliminde olacaklardır (Seal II 2006).

Mineral çiftleri arasındaki ayrımlanma faktörleri daha önceden yapılmış çalışmalarda değerleri derleyen Seal II (2006) tarafından hazırlanan tabloda gösterilmektedir (Çizelge 9.5). Buradan seçilen mineral-mineral veya mineral-bileşik çiftlerinin  $a \pm b \pm c$  değerleri

ve analizi yapılan minerallerin  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinden yararlanılarak hesaplanan  $\Delta_{i-1}$  değerleri yardımıyla mineral çiftinin izotopsal dengeye ulaştığı durumdaki sıcaklık hesabı yapılmaktadır (Hesaplama işlemlerinin ayrıntısı için bkz. Ohmoto ve Rye (1979) ve Seal II (2006)). Bu hesaplamalar sonucunda bulunan sıcaklık değerleri 364 °C - 628 °C ( $\pm 10-40$  °C) arasında değişmektedir (Çizelge 9.4).

Çizelge 9.5 Sülfid mineralleri ve ilişkili bileşikler için denge izotop ayırılma faktörleri. Veri kaynakları: (1) Ohmoto ve Rye (1979), (2) Ohmoto ve Lasaga (1982), (3) Szaran (1996), (4) Hubberten (1980), (5) Bente ve Nielsen (1982)

Bileşik veya bileşen (i)	a	B	c	T (°C) aralığı	Kaynaklar
Sülfat mineralleri ve sulu sülfat	6,463		0,56	200-400	(2)
Sülfidler	4,12	5,82	-5	> 25	(1)
SO <sub>2</sub>	4,7		-0,5	350-1050	(1)
S (=S <sub>8</sub> )	-0,16			200-400	(1)
H <sub>2</sub> S <sub>sulu-gazlı</sub>	0,71		-6,67	11-30	(3)
HS <sup>-</sup>	-0,06		-0,6	50-350	(1)
S <sub>2</sub> <sup>-</sup>	-0,21	-1,23	-1,23	> 25	(1)
FeS <sub>2</sub>	0,4			200-700	(1)
FeS	0,1			200-600	(1)
CuFeS <sub>2</sub>	-0,05			200-600	(1)
PbS	-0,63			50-700	(1)
ZnS	0,1			50-705	(1)
Ag <sub>2</sub> S	-0,62			280-700	(4)
Cu <sub>2</sub> S	-0,06			510-630	(4)
CuS	0,04			280-490	(4)
Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	-0,67			150-600	(5)

\* Sıcaklık aralığı, deneysel sıcaklık aralığını ifade etmektedir; ayırılma faktörleri bu aralıkların dışında da çoğunlukla hesaplanabilir (bkz. Seal II 2006).

#### 9.2.4 Tartışma ve sonuçlar

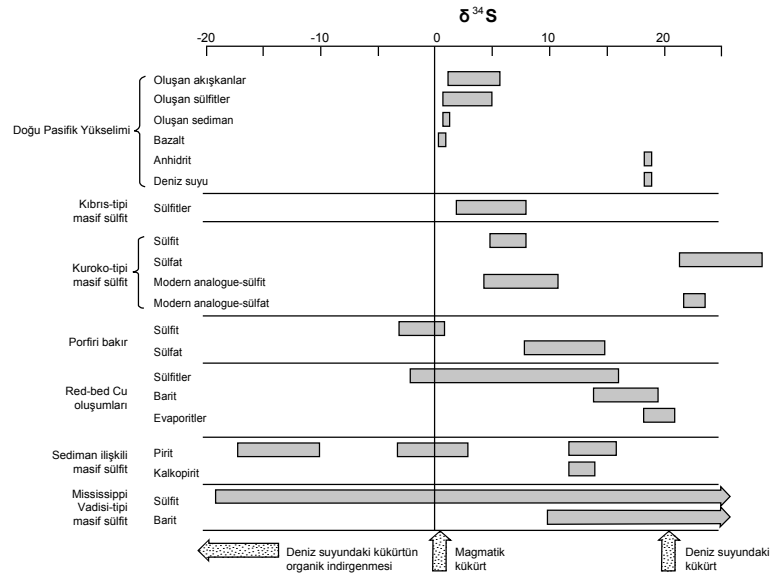
Maden yataklarındaki kükürtün izotop bileşimleri üç ana başlıkta incelenebilir. Kükürtün oluştuğu ortamı temsil eden bu üç başlık deniz suyunun organik indirgenmesi, magmatik kükürt ve deniz suyundaki kükürttür. Bununla ilgili dünyadaki belli başlı maden yatak türlerinin kükürt izotop diyagramına bakıldığı zaman (Şekil 9.4) organik indirgenme ile oluşan kükürtün negatif değerlere doğru, deniz suyundaki kükürtün ise



pozitif değerlere doğru yöneldiğini, magmatik kaynaklı kükürtün ise sıfır veya sıfıra çok yakın değerler aldığı görülmektedir. Gökçe (1993) tarafından yapılan derleme çalışmasında bu durum;

- -10 ‰’den daha hafif  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerini “bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürt”,
- 0 ‰’a çok yakın ve dar bir aralıkta dağılım gösteren  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerini “magmatik kökenli kükürt”,
- +10 ‰’den daha büyük  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerini “deniz suyundan inorganik ( $\pm$ organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt”,

olarak özetlemiştir. Bununla birlikte -10 ‰ ile 0 ‰ ve 0 ‰ ile +10 ‰ arasındaki  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin sırasıyla “magmatik ve bakteriyel kükürt karışımı...” ve “magmatik ve denizel sülfat kökenli kükürt karışımı...” olduklarını belirtmiş ve -10 ‰ ile +10 ‰ arasındaki değerleri değerlendirmenin oldukça zor olduğundan bahsetmiştir.



Şekil 9.4 Hidrotermal yataklar içerisindeki kükürt içeren minerallerin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri. Veriler Kerridge vd. (1983), Ohmoto ve Rye (1979), Halbach vd. (1989), Naylor vd. (1989) ve Eldridge vd. (1988) çalışmalarını derleyen Rollinson, 1993’den aynen alınmıştır

Shimazaki ve Yamamoto (1979) Japonya'daki skarn türü bazı yataklarda yaptıkları çalışmada Tsumo Maden Bölgesi'ndeki kükürt izotop sonuçlarının -1.7 ile +0.7 ‰ arasında sifira yakın ve çok dar bir alanda değişim gösterdiğini tespit etmişlerdir. Bununla birlikte çevredeki diğer maden alanlarındaki değerlerle de bunların uyumlu olduklarını görmüşlerdir. Bunlardan yola çıkarak,

- Bölgede bulunan tüm cevherleşmelerin farklı aşamalarındaki kükürt tek bir geniş homojen kaynaktan gelmektedir,
- Fizikokimyasal ortam, cevherleşmenin tüm aşamalarında yaklaşık sabitti,
- Cevher içeren çözeltideki metal/sülfür oranı oldukça küçüktü ve sülfid minerallerinin çökeli mi çözeltideki toplam kükürtün izotop bileşimi üzerinde herhangi bir etki bırakmamıştı,

şeklinde yorumlamışlardır.

Yapılan analizler sonucunda çalışma alanında bulunan örneklerin tamamının sifira yakın ve çok dar bir aralıkta  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri gösterdiği görülmektedir. Magmatik kökene işaret eden bu değerler magmatik sıvılardaki kükürtün herhangi bir değişime uğramadığı genellikle yüksek sıcaklıklarda oluşmuş porfiri tip yataklar ve skarn yataklarındaki değerlerle uyum göstermektedir. Yapılan jeotermometre çalışmalarıyla da tespit edilen 364 °C - 628 °C ( $\pm 10-40$  °C) sıcaklıkları da yüksek sıcaklıktaki bir oluşuma işaret etmektedir. Ayrıca tüm bölgelerdeki oluşumlardaki kükürtün Shimazaki ve Yamamoto (1979)'un da belirttiği gibi aynı kaynaktan geldiğini ve fizikokimyasal ortamın da cevherleşme esnasında fazla değişken olmadığı söylenebilir.

Bununla birlikte sülfid mineral çiftleri ve sülfid-sülfat mineral çiftleri her zaman izotopsal dengeye ulaşmamış olabilirler. Bunun sebebi, (1) mineral çifti düşük sıcaklıklarda oluşmuştur ( $T < 200$  °C). (2) mineralleşmeyi sağlayan akışkanın izotopsal bileşimi değişkendir. (3) mineral fazlarının oluşumunu takiben izotopsal değiş-tokuşun devam ediyor olmasıdır (Rollinson 1993).

Bunlar göz önüne alındığı zaman jeotermometre çalışmaları için genellikle aynı mineral içerisinde ve özellikle de birlikte oluşan mineral çiftleri tercih edilir. Yine de yapılan jeotermometre sonuçlarının sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı sonuçlarıyla da deneştirilerek ortamdaki bu mineral çiftleri arasında izotopsal bir dengenin sağlanıp sağlanmadığı daha sağlıklı tespit edilebilir.

## 10. CEVHERLEŞMELERİN 3 BOYUTLU (3B) YER ALTI MODELLEMESİ

### 10.1 3B Yer Altı Modellemesine Giriş

Yer altı karakteristiklerinin üç boyutlu görüntülenmesi ve analizi uzun süredir oldukça kullanılan yöntemlerdir. Madencilik sektörü 500 yıldan fazla süredir üç boyutlu yorumlamaları kullanmaktadır (Sides 1994). Bilgisayarlardan önce üç boyutlu ilişkiler, özel amaçlı haritalar, enine kesitler ve panel (fence) diyagramları gibi 2 boyutlu çalışmalardan tasvir edilirdi. Modern bilgisayarlı 3B Yerbilimsel Bilgi Sistemleri (3D Geoscientific Information Systems (GSIS)) 3B yer altı modellerinin gelişmesinde önemli fırsatlar doğurmuştur. 3D GSIS kullanılan yer altı tanımlama işlemleri, bunların uygulamaları ve bunların göreceli olarak yararları ve zararları aşağıda tartışılmıştır (Rahman 2007).

### 10.2 Yer Altı Tanımlama İşlemi

Yer altı tanımlama işlemi ile bunun içerisindeki 3D GSIS yönteminin birleşimini bilmek oldukça önemlidir. Houlding (1994), hem geleneksel kalem-kağıt yaklaşımı hem de bilgisayarlı 3B yaklaşım için geçerli olan yer altı uygulamaları için bazı adımları açıkça tanımlamıştır. Bunlar :

- Bölge araştırması sırasında farklı bilgi kaynaklarından toplanan çeşitli verilerin *Yönetimi, Korelasyonu ve Bütünleştirilmesi*.
- Verilerin niteliği, yeterliliği, ölçüsü ve bölgesel çeşitliliğinin *Yeniden Gözden Geçirilmesi ve Analizleri*.
- Niteliklerinin gözlenmesine dayanarak jeoloji özelliklerinin *Yorumlanması*. Bu madde özellikle karışık jeolojiye sahip bölgelerin jeolojik modellemesi için en önemli adımdır.
- Çalışma alanıyla ilgili değişkenlerin bölgesel dağılımının *Tahmini*.
- Yorum ve tahminlerden türemiş ve sonuç olarak ortaya çıkan bilginin *Bölgesel Analizleri*.

### 10.3 3D GIS Uygulaması

3D GIS, üç boyutta değişim sergileyen veriler ile çalışma alanı arasında bağlantı kurulması açısından oldukça önemlidir (Rahman 2007). 3D GIS'in ana çalışma alanlarından birisi maden ve petrol endüstrisidir (Sims 1992, Turner 1992, Houlding 1992, Hack vd. 2006). Daha önceden de belirtildiği gibi madencilik sektörü, 3B yorumlamaları uzunca bir süredir kullanmaktadır. Madenlerdeki 3B modellerin kullanılmasının ana sebebi, maden yataklarındaki karmaşık jeolojik, yapısal ve mineralojik koşulları tanımlamaktır (Houlding 1994, Hack vd. 2006). Petrol endüstrisi 3D GIS'i, detaylı rezervuar modellemesi, değerlendirmesi ve gelişim planlaması için kullanmaktadır (Houlding 1994, Loudon 2000, Hack vd. 2006). Turner (1992)'ye göre 3D GIS, hidrojeoloji ve hidroloji çalışma alanlarında kullanılabilir. Buna ek olarak Turner (1992), 3D GIS'nin jeolojik etüt ve çevre değerlendirmesi için de oldukça iyi potansiyele sahip olduğunu belirtmiştir. Birçok araştırmacı inşaat mühendisliği projelerinde 3D GIS'yi kullanmıştır. Örnek olarak temel dizaynı, tünel modellemesi ve yol planlaması gibi (Özmutlu vd. 1998, Özmutlu ve Hack 2001, 2003, Veldkamp vd. 2001, Elkadi ve Huisman 2002, Rengers vd. 2002, Zhu vd. 2003, Hack vd. 2006). Bazı araştırmacılar ise deniz taramacılık sektöründe kullanmışlardır (Orlic ve Rösingh 1994, Brugman vd. 1999).

### 10.4 3B Modellemede Sınırlamalar ve Problemler

Yer altı karakteristiklerin 3B modellemesi ile ilişkili olarak bazı problemler mevcuttur. Bunlar çoğunlukla veri niteliği ve geçerliliği ile ilişkilidir. Doğal olarak yer altında karmaşık bir bölgesel ilişki bulunmaktadır (Turner 1989, Hack 2005). Düzenli aralıklarla sağlanmış ve iyi nitelikli veriler bu karmaşayı çözmek için gereklidir (Hack vd. 2006). Bu koşul ekonomik kısıtlamalar yüzünden her zaman mümkün olamamaktadır. 3B modelleri geçerli kılacak herhangi bir matematiksel işlem geliştirilmediği için 3B modeller için doğal olarak bir belirsizlik doğmuştur (Hack 1999, Zhu vd. 2003, Hack 2005, Hack vd. 2006). Bunun dışında 3B modelleme karmaşık ve zaman alan işlemlerdir. Ayrıca tüm kabul görmüş kayaç/toprak mekanik modelleri, 3B yazılımların geçerliliği ile henüz ilişkilendirilememiştir (Özmutlu ve Hack 2003, Hack

vd. 2006). Bu sebeple nümerik hesaplamaların, diğer hesaplama programları ile de yapılmasına ihtiyaç vardır (Rahman 2007).

### 10.5 3D GIS Yazılımlarına Genel Bakış

Yeraltı modellemeleri için birkaç tane 3B yazılım mevcuttur. <http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm> (2006) bu 3B yazılımları listelemiştir. Bunlardan bazıları : GoCAD, LYNX, TECHBASE, VULCAN, GeoBLOCK, MVS ve RockWorks (Rahman 2007). Her yazılımın kendisine göre avantaj ve dezavantajları bulunmaktadır. Fakat bu yazılımların tamamı, Kelk (1992) ve Orlic ve Hack (1994) tarafından formülize edilmiş 3D GIS'nin temel gereksinmelerine sahiptir. Bunlar: çok çeşitli veri girdi-çıkı kabiliyeti; jeolojik özelliklerin yorumlanması için grafiksel olanaklar; verileri analiz edebilmek için farklı istatistiksel araçlar; 2B veya 3B model yaratmak için birçok interpolasyon algoritmaları; ve sonuç olarak oluşturulmuş modellerin analizi için farklı görüntüleme araçları (<http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm>, 2006). Bu yazılımlar içerisinde, LYNX, daha önceki çalışmalarda en geniş kullanım alanına sahiptir (Houlding 1994, Smith 1999, Yenigül 2000, Elkadi ve Huisman 2002, Rengers vd. 2002, Özmütlu ve Hack 2003). Rengers vd. (2002), bu geniş kullanım için birçok sebep belirtmiştir. Rengers vd. (2002), LYNX ve GoCAD yazılımlarını da kullanmış ve LYNX'in daha uygun olduğunu ve mühendislik jeolojisi problemleri ile daha kolay başa çıkabildiğini bulmuştur. Ancak GoCAD, karmaşık doğal nesnelerin modellenmesi için uyumlu olan Discrete Smooth Interpolation (DSI) olarak adlandırılan özel bir interpolasyon algoritmasına sahip olması sebebiyle karmaşık jeolojik unsurların modellenmesi için daha iyidir (Mallet 1992, <http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm>, 2006, <http://www.gocad.org>, 2006). Buna ek olarak, kullanıcı tarafından geliştirilmiş fonksiyonların kolay bir şekilde uygulanmasına olanak sağlamaktadır (Aillères 2000, <http://www.gocad.org>, 2006). TECHBASE ve VULCAN modüler yazılım sistemleridir. Bu yazılımlar, genel araçlar ile farklı jeolojik ve mühendislik uygulamalarının birleşimi için ayrı modüllere sahiptirler (<http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm>, 2006, <http://www.maptekna.com/vulcan-modules-ugs-eng.htm>, 2006, <http://www.techbase.com>, 2006). GeoBLOCK, sondajlar, noktalar, poligonlar, TIN'ler, katı cisimler, düzenli kareler (grid) ve sonlu eleman ağları gibi birçok bölgesel veri

tiplerini destekler. Bu yazılımda çoklu veri setleri, proje koleksiyonları içerisinde düzenlenebilmekte ve kontur, telkafes (wireframe) ve blok modellerin kesişimleri aynı anda tek bir harita penceresinde görüntülenebilmektedir (<http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm>, 2006, <http://geoblock.sourceforge.net/>, 2006). EVS (Çevresel Görüntüleme Sistemi), ESRI'nin ArcView GIS yazılımı ile entegre bir şekilde çalışmasına olanak sağlar. MVS (Madencilik Görüntüleme Sistemi), madencilik ve jeolojik uygulamalar için EVS ile birlikte bazı ek özellikler içermektedir (<http://www.ctech.com/>, 2006). Son zamanlarda RockWorks farklı çalışmalarda kullanılmıştır (Zhu vd. 2003, Fufa 2004, Hack vd. 2006). RockWorks etkili bir veri yönetim kapasitesine sahiptir. Litolojik, jeofizik ve jeokimyasal veriler gibi farklı tiplerdeki yeraltı verilerinin kolay girişi yapılabilmektedir. Bu verileri elde etmek için basit ve iyi organize edilmiş bir yapısı vardır. Bunun sonucu olarak da, bir model geliştirmek için nispeten daha az zaman harcamaktadır. Bu nedenle, bu tez çalışması için RockWorks yazılımı seçilmiştir.

## 10.6 RockWorks Yazılımının Temel Özellikleri

RockWorks temel olarak iki pencere içerir: *Borehole Manager* ve *Geologic Utilities*. *Borehole Manager*, sondaj verilerinin kolay şekilde girilmesine, yönetimine ve analizlerine olanak tanır. *Geologic Utilities*, genel haritalama (mapping), karelere bölme (gridding) ve konturlama (contouring) yapmakta kullanılır. Yazılımın ana özellikleri RockWorks2006 programına dayanarak aşağıda kısa bir şekilde açıklanmıştır.

*Borehole Manager* 3B modelleme için gerekli olan ana penceredir. Sondaj verileri, yazılım içerisine elle girilir ya da yazılımın özel şablonu kullanılarak Excel veya ASCII dosyalarından alınabilir. Sondaj noktalarının yerleri *Map* menüsü kullanılarak görüntülenebilir. Tekli ya da çoklu sondaj noktalarının dikey projeksiyonu *Striplogs* menüsü kullanılarak alınabilir. *Lithology* menüsü, litolojik verilere dayanarak panel diyagramları (fence diagrams), 3B litolojik modeller, hacimsel modeller ve 2B profil hatlarının oluşturulmasında kullanılır. Benzer şekilde farklı modeller, stratigrafik, jeofiziksel ve jeokimyasal verilerin kullanıldığı ilişkili menülere dayanılarak yapılabilir. *RockPlot 3D* ve *RockPlot 2D* kullanıcı tarafından tanımlanmış animasyon modellerini

ve verilerin görüntülenmelerini sağlar. Grafik dosyaları, DXF, BMP, JPG, EMF ve WMF resim formatlarına dönüştürülebilir.

*Geologic Utilities* temel olarak, çıktı verilerinin analizleri ve görüntülenmesi için kullanılır. *Grid* nesnesi, istatistiksel analizleri, aritmetik işlemleri, filtrelemeyi ve mantıksal işlemleri, kareleme ayarlarını (grid editing), kareleme girdi-çıkışını, eğim/açı analizlerini ve yönelim yüzey analizlerini içerir. *Mapping* aracı, nokta haritalarını (point maps), karelenmemiş kontur haritalarını, kareleme tabanlı çizgisel konturları, renk dolgulu konturları ve 3B yüzey ağını içermektedir. Birçok araç da hacimsel, hidrolojik, hidrokimyasal, jeotekniksel ve istatistiksel analizler için uygundur (Rahman 2007).

### **10.7 RockWorks İçerisindeki İnterpolasyon Algoritmalarının Kullanılabilirliği**

RockWorks içerisinde birkaç tane interpolasyon (ara değer bulma) algoritması vardır. Tüm veri tiplerinde herhangi bir algoritma için en iyisidir diyemeyiz. Doğru yöntemi seçebilmek için, algoritmaları anlamaya, bunların uygulanabilirliğine ve göreceli olarak üstünlük ve zayıflıklarını anlamaya ihtiyacımız vardır. Tüm bu yöntemlerin bir özeti aşağıda verilmiştir :

*Inverse Distance* (ters uzaklık) yöntemi en yaygın kullanılan algoritmadır. Burada herbir düğüm noktasında tahmin edilen değer, veri noktalarının ağırlıklı ortalamalarına eşittir. Herbir veri noktasına uygulanacak ağırlık faktörü, düğümün veri noktasına olan uzaklığının  $k$ . kuvvetiyle ters orantılıdır ( $k$  değeri kullanıcı tarafından tanımlanır). Daha yüksek  $k$  değeri, interpolasyonun yerini daha belirleyicidir. Bu algoritma, sürekli ve yuvarlatılmış (smooth) veri üretir ancak hata miktarı çok fazla olan verilerin haritada meydana getirdiği bir etki olan “Bull’s eye” olasılığı daha yüksektir (Burrough ve McDonnell 1998, Van Dijk vd. 1999, <http://www.rockware.com/>, 2009).

*Triangulation* (üçgenleme) yöntemi, veri noktalarını kullanarak üçgen ağlar yaratır. Bu yöntemde üçgenlerin eşkenar olması amaçlanır. Eğer bir ızgaranın (grid) düğümü, bir üçgen içine doğru uzanırsa, üçgensel düzlemin eğimi ile bu noktanın kesişimine



dayanarak veri saptanır. Eğer düğüm, üçgen ağın dışına doğru uzanıyorsa; değer, ağırlık faktörünün '2' olarak kabul edildiği *Inverse Distance* interpolasyon yöntemi kullanılarak hesaplanır. *Triangulation* yöntemi, basit katmanlı jeolojik yapılar için uygundur. Ancak bu algoritma ile dar açılı kötü kalite üçgenler (eşkenar üçgen olmayan) üretilebilir ve hatalı ızgaralamaya neden olabilir (Houlding 1994, Burrough ve McDonnell 1998, <http://www.rockware.com/>, 2009).

*Kriging* yöntemi, jeoloji ve maden uygulamalarında en güvenilir yöntem olarak dikkate alınmıştır. Bu algoritma ile veri çiftlerinin varyansının uzaklıkla ilişkisini sunan veri setlerinin yarı-variogram modelleri oluşturulur. Bu variogram, bölgesel otokorelasyonların (öz-ilişi) boyutunu işaret eder. Variogram modelleri, verilerin yönsel değişkenliğine bağlı olarak izotropik (tek düze) veya anizotropik (yön bağımlı) olabilirler. Bilinmeyen değerler, variogram modeline dayanarak tahmin edilebilir. Üç adet yarı-variogram modelinin (Küresel (*spherical*), Üstel (*exponential*) ve Doğrusal (*linear*)) tamamı RockWorks2006 yazılımında bulunmaktadır. Ancak, küresel model, bölgesel farklılıkların çok olduğu durumlara uyumlu olarak en sık kullanılan yöntemdir (Houlding 1994). *Kriging*, karmaşık bir algoritmaya sahip olmasına karşın, *triangulation* yöntemindeki "açısal problemi" ve *inverse distance* yöntemindeki "Bull's eye" etki problemini çözmektedir (Houlding 1994, Burrough ve McDonnell 1998, Dubrule 1998, Christakos 2000, <http://www.rockware.com/>, 2009).

Bunların yanında, RockWorks içerisinde *closest point* (en-yakın uzaklık), *Distance to Point* (noktaya uzaklık) ve *Multiple linear regression* (çoklu doğrusal yaklaşım) yöntemleri de bulunmaktadır. *Closest point* yöntemi herbir karenin düğüm noktasına, en yakındaki kontrol noktasının değerine eşit bir değer atar. Bu en basit algoritmadır fakat yaratılan modeldeki karelerin düğüm noktaları arasında tutarsız değerlişiklikler gösterebilir. *Distance to Point* yönteminde herbir karenin düğüm noktasına, en yakındaki veri noktasına olan uzaklığa eşit bir değer atanır. *Trend polynomial* seçeneği ile veriler, polinomsal yüzeye uygun hale getirilebilir. Ayrıca, yazılımın *hybrid* seçeneği kullanılarak, kullanıcı tanımlı iki ya da daha fazla algoritmayı birleştirme imkanı da vardır (Rahman 2007).

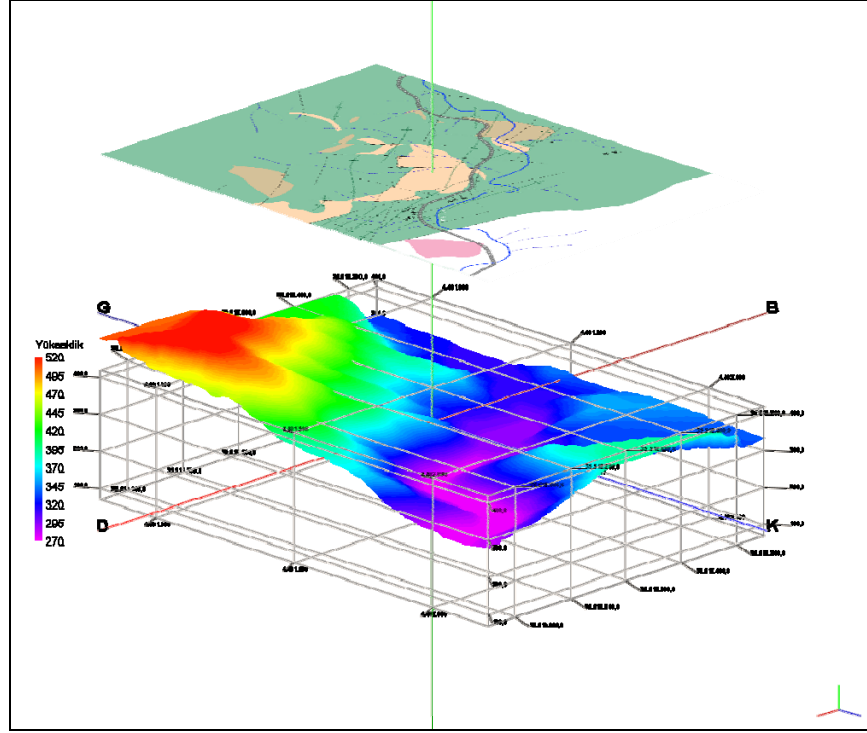
## 10.8 Handeresi Bölgesi Cevherleşmelerinin 3B Yer Altı Modellemesi

İnceleme alanı içerisinde şuan aktif olarak üretim yapılan Handeresi bölgesinde, cevher zonlarının konum ve geometrilerini 3 boyutlu olarak ortaya koyabilmek ve olası yeni cevher zonlarının varlıklarını sorgulamak amacıyla RockWorks2006 programı kullanılarak 3B yer altı modelleme çalışması yapılmıştır.

Çalışma alanları içerisinde yer alan Bağırkaç ve Fırıncık bölgelerinde sondaj sayılarının oldukça kısıtlı olması sebebiyle bu bölgelerde bir modelleme çalışması yapılamamıştır. Bununla birlikte Handeresi bölgesindeki sondaj çalışmalarının kısmen yeterli olması ve özellikle de bazı bölgelerde bu sondajların yoğunlaşması sebebiyle o bölgelerin modellenmesinde daha doğru sonuçlar alınmıştır.

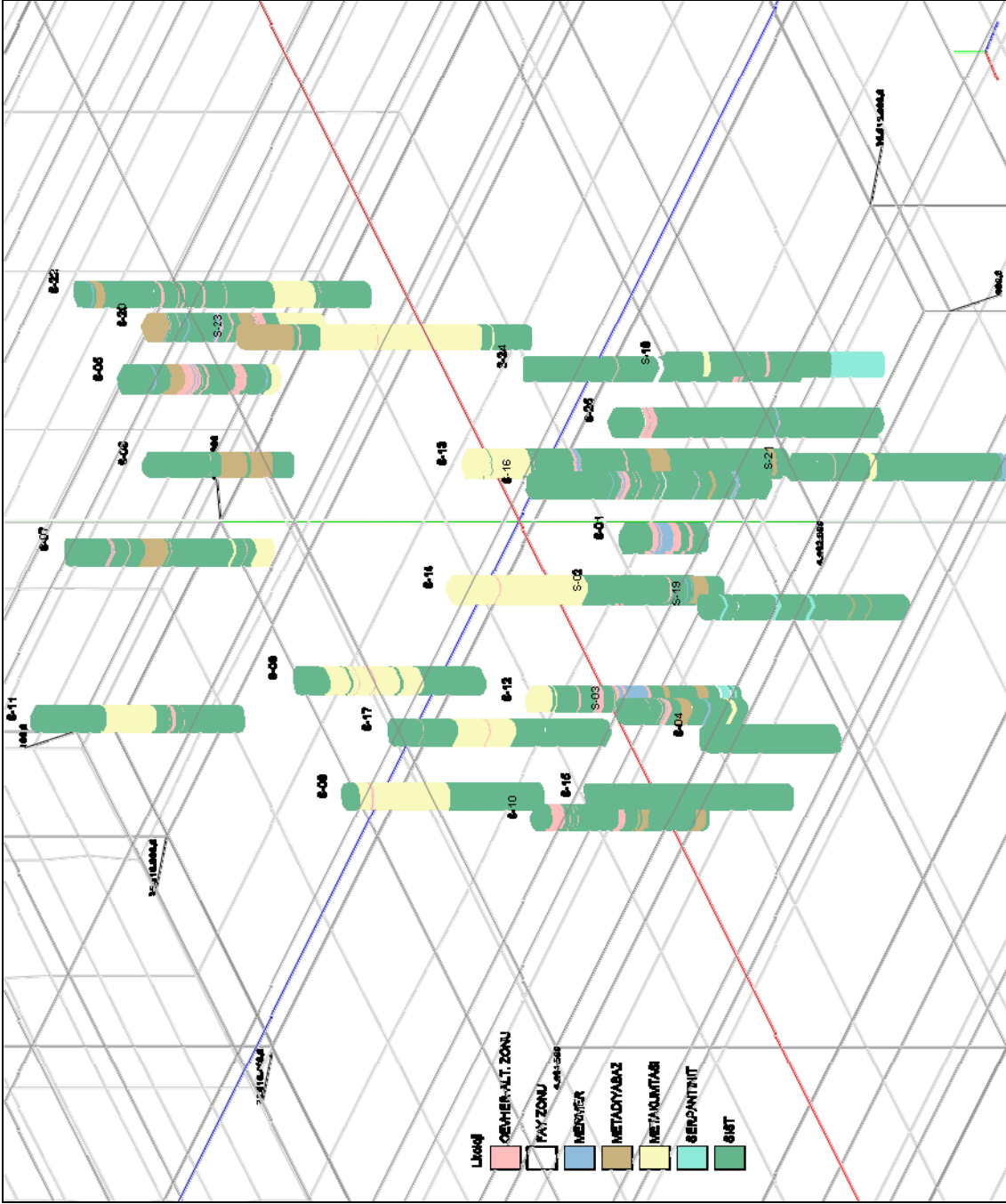
Bölgedeki faylanmalar cevher zonlarını kontrol etmesi bakımından önemlidir. İnceleme alanının yoğun bir toprak örtüsü ile kaplı olması nedeniyle yüzeyde görülen fayların yönelimi daha çok 1/35000 ölçekli hava fotoğraflarından ve daha önce bölgede jeoloji haritalaması yapan Yücelay (1976)'dan yararlanılarak tespit edilmeye çalışılmıştır. Bölgede görülen faylanmaların yoğun olması ve inceleme alanını küçük bloklara ayırması sebebiyle, gerek cevherleşmelerin devamının kontrol edilmesini gerekse de bunların modellenmesini güçleştirmiştir. Bununla birlikte Yücelay (1976) tarafından yapılan sondaj karot determinasyonlarında, sondajlarda kesilen fay zonları hakkında bir ölçüm tespit edilememiştir. Bu sebeple yer altı modellemesinde fayların etkinliği modellemeye yansıtılamamıştır.

Öncelikle topoğrafik yüzey modellemesi yapabilmek için çalışma alanının topoğrafik haritası Surfer 8.0 programında sayısallaştırılmıştır. Daha sonra bu veriler (X, Y ve Z değerleri) Rockworks2006 programına alınarak 3B topoğrafik yüzey modellemesi yapılmıştır. Bu modelleme çalışmasında interpolasyon yöntemi olarak **Kriging yöntemi**, varyogram modeli olarak ise **küresel (spherical)** model kullanılmıştır. 3B topoğrafik yüzey modellemesinin üzerine daha önce Adobe Illustrator programında çizilen, çalışma alanının jeoloji haritası (Şekil 5.7) çakıştırılmıştır (Şekil 10.1).



Şekil 10.1 Handeresi bölgesinin 3B topoğrafik yüzey modellemesi ve 2B jeoloji haritası (görüntülerin karışmaması için jeoloji haritasına Z yönünde +400 m.lik bir kaydırma uygulanmıştır)

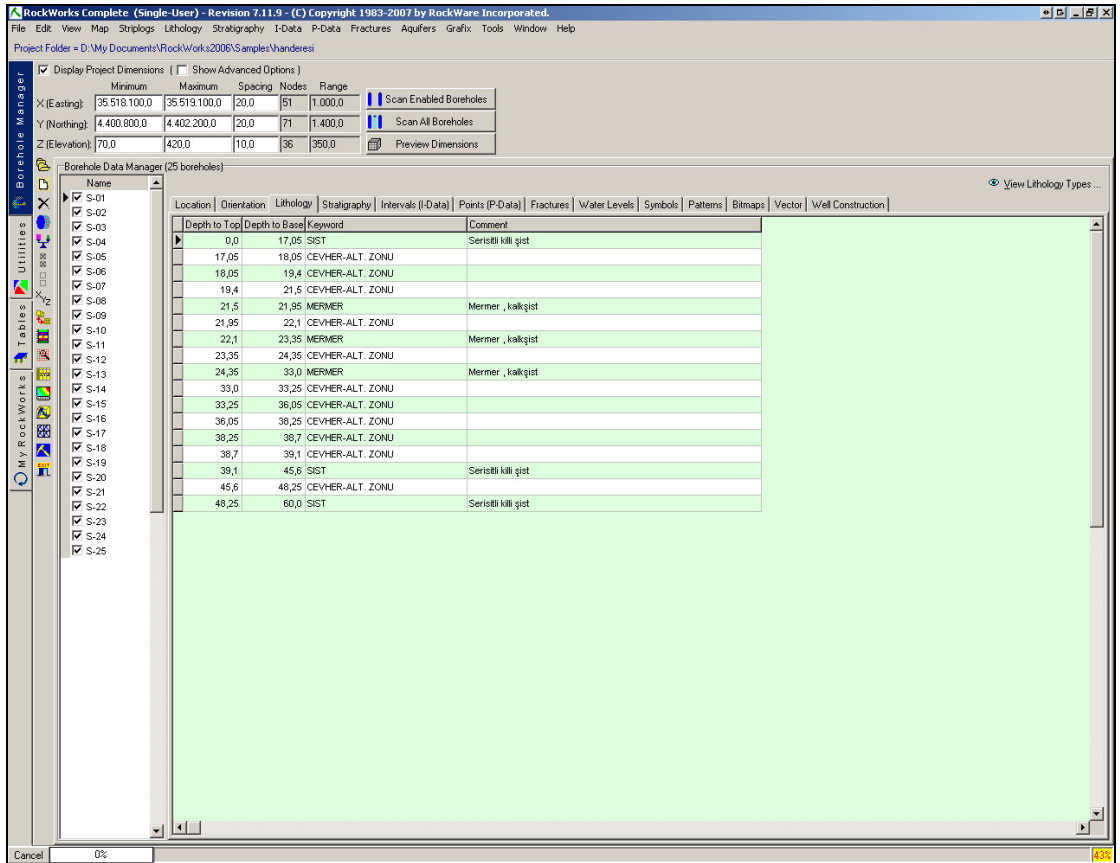
En son işlem olarak ise bölgede bulunan sondaj noktalarının yer aldığı nokta haritası (*point maps*) yapılarak, sondajların 3B görüntüleri çizilmiştir (Şekil 10.2).



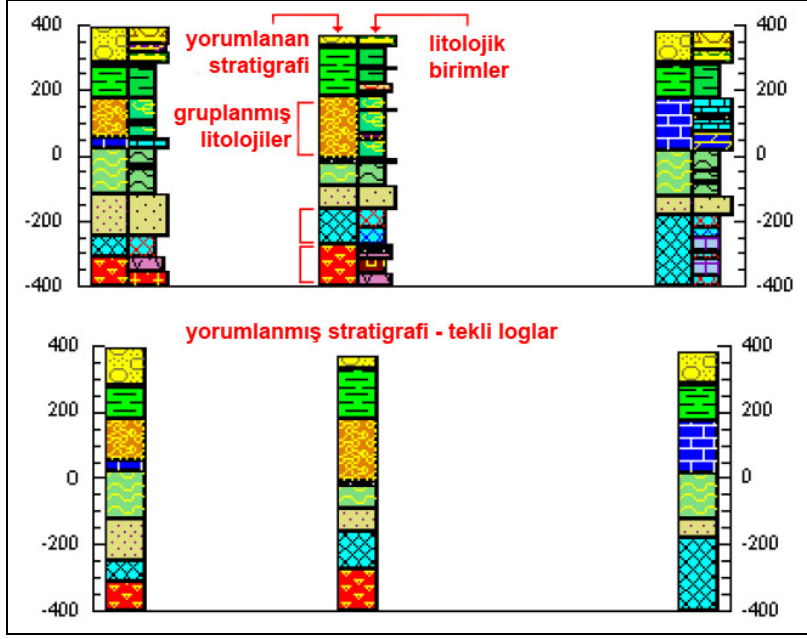
Şekil 10.2 Handeresi bölgesinde yer alan sondajların 3B görünümü (sondaj noktaları için bkz. Şekil 10.9)

Yer altı modellemesi yapılabilmesi için gerekli olan sondaj karot determinasyonu veya jeofizik veriler gibi yer altına ait olan bulguların yazılıma girilmesi gerekmektedir. Elimizde olan 25 adet sondaj verisi daha önceden MTA'nın bölgede yapmış olduğu sondajların karot determinasyonlarından alınmıştır (Yücelay 1976). Rockworks2006 yazılımında yer altı modellemesi yapılırken (jeolojik birimler için) temel olarak litoloji

veya stratigrafi mantığı kullanılır. Litolojik modelleme yapılmadan önce sondajda görülen tüm birimler olduğu gibi programa girilirler (Şekil 10.3). Stratigrafik modellemede ise litolojik birimlerin meydana getirdiği stratigrafik birimler yazılımda tespit edilir. Aralarındaki en önemli fark ise stratigrafik birimlerin istif içerisinde yalnızca bir kere gösterilebilmesi ve diğer stratigrafik birimlerle alt-üst ilişkilerinin sabit olmasıdır. Litolojik modellemede ise sondaj içerisinde birden fazla tekrar eden birimler de olduğu gibi gösterilirler (Şekil 10.4). Sondaj karotlarında incelenen tüm birimler (serizit-grafit şist, kalk şist, mermer, metadiyabaz ve metakumtaşı) aynı stratigrafik istif içerisinde bulduklarından dolayı, programda stratigrafik modelleme yerine litolojik modelleme yapılması uygun görülmüştür.

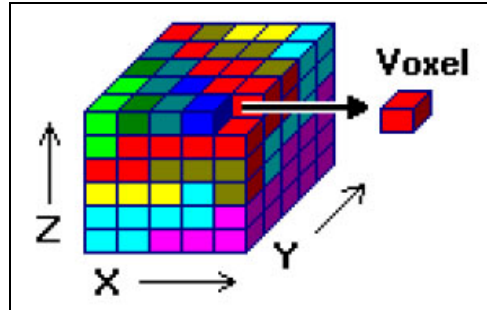


Şekil 10.3 Rockworks programına litolojik verilerin girilmesi

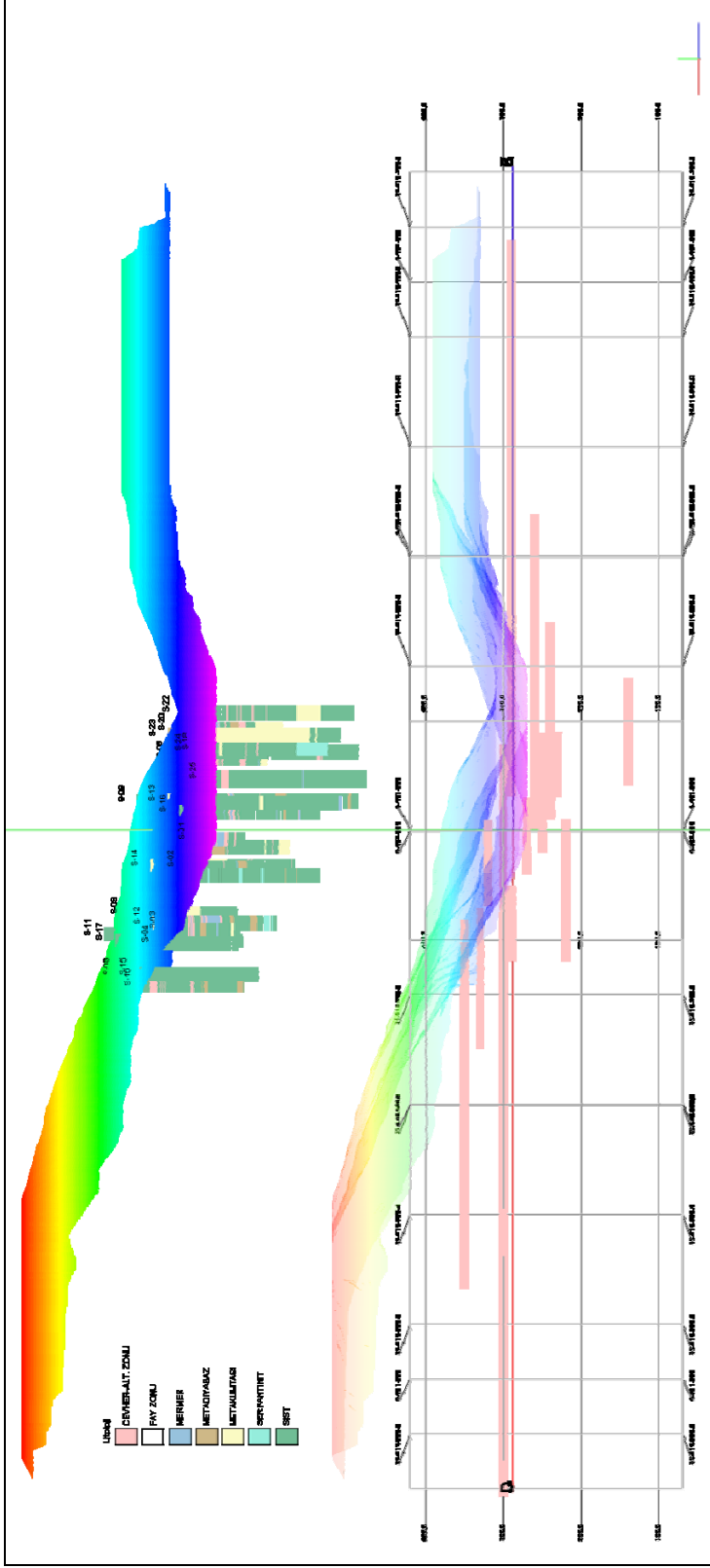


Şekil 10.4 RockWorks programında uygulanan litoloji-stratigrafi mantığı (<http://www.rockware.com/>, 2009)

Litolojik modellemede yazılım, temel olarak *voxel (volumetric pixel)* katı modelleme yöntemini kullanmaktadır. Katı modelleme, düzensiz boşluklu verilerden türetilen, düzenli boşluklu düğüm noktalarının meydana getirdiği bir küpün oluşturulduğu gerçek 3B ızgaralama (*gridding*) işlemidir. 3B modelleme yapılırken yer altı belirli boyutlarda *voxel* ismi verilen küplere ayrılmaktadır ve bu küplere karşılık gelen jeolojik birimler o küpü oluşturmaktadır (Şekil 10.5). Sondaj karotlarında tespit edilen “Cevher-Alterasyon Zonu” olan bölgeler, yukarıda bahsedilen yöntemle modellenerek 3B olarak topoğrafik yüzey modellemesi ile karşılaştırılmışlardır (Şekil 10.6).



Şekil 10.5 Voxel yönteminin şematik gösterimi (<http://www.rockware.com/>, 2009)

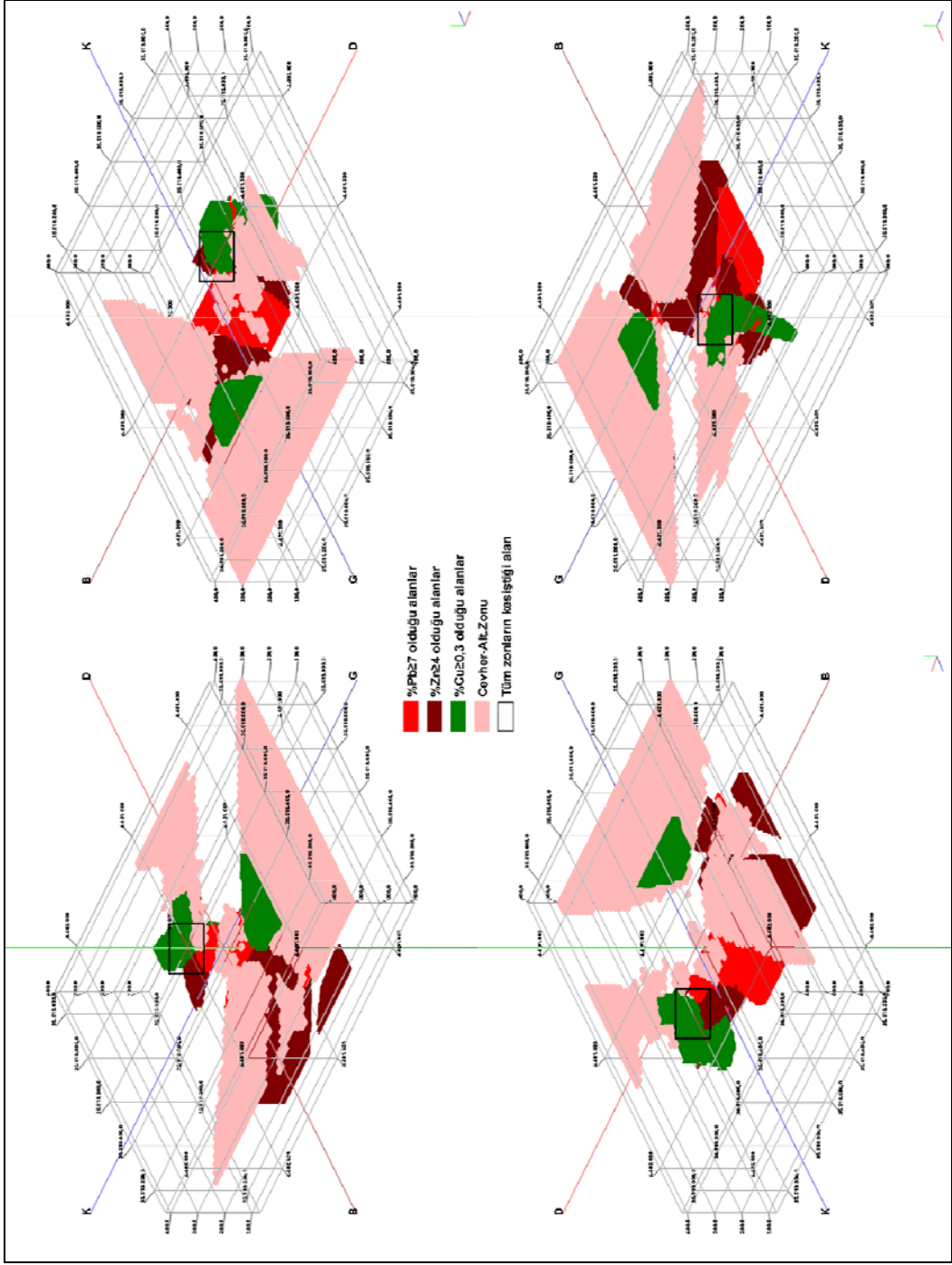


Şekil 10.6 Handeresi bölgesinin topoğrafik yüzey modellemesi, sondajlar ve Çevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumu (görüntülerin karışmaması için üst kısımda yer alan modelleme görüntüsüne Z yönünde +400 m.lık bir kaydırma uygulanmıştır). (bakış yönü KB'dan GD'ya doğru)

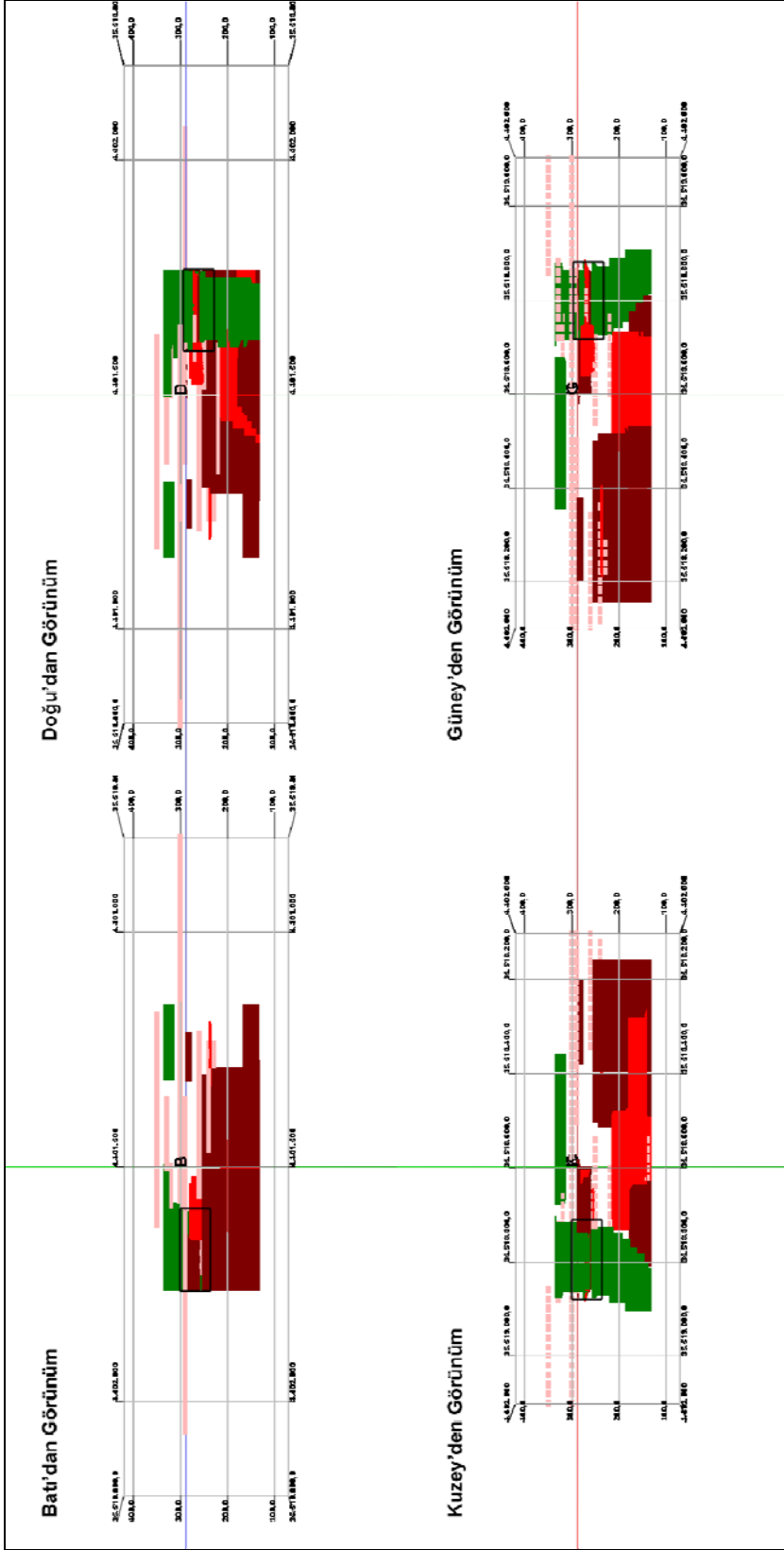
Yapılan bu modellemede yer altındaki cevher alanları katı modelleme ile modellenmeye çalışılmıştır. Fakat, özellikle sondaj noktalarının dışında kalan alanlardaki modellemelerin doğruluğu tartışmalıdır. Bu bölgedeki cevherleşmelerin kontrol edebileceği herhangi bir veri olmadığından, burada sondaj noktalarının kestiği alanlardaki cevherleşmeleri potansiyel alan olarak nitelemenin daha doğru olduğu düşünülmektedir.

Yapılan modellemede, daha destekli sonuçlar alabilmek amacıyla sondajlarda tespit edilen cevherli zonlarda yapılan %Pb, %Zn ve %Cu analiz değerleri de yazılıma girilmiş olup yer altında bu elementlerin dağılımı da 3B olarak modellenmeye çalışılmıştır. Yapılan modelleme çalışmasında interpolasyon yöntemi olarak **en yakın nokta (closest point)** yöntemi kullanılmıştır. Bu element değerleri, bölgede işletme sınırı olarak kabul edilen ( $\%Pb \geq 7$ ,  $\%Zn \geq 4$  ve yan ürün olarak elde edilen  $\%Cu \geq 0,3$ ) değerler ile modellenmiş olup, daha önceden yapılmış olan yer altındaki cevher dağılım modellemesi (bkz. Şekil 10.6) ile karşılaştırılmıştır. Tüm bu verilerin bir arada bulunduğu bölge işaretlenerek bölgedeki muhtemel cevher alanlarının tespiti yapılmıştır (Şekil 10.7, Şekil 10.8).



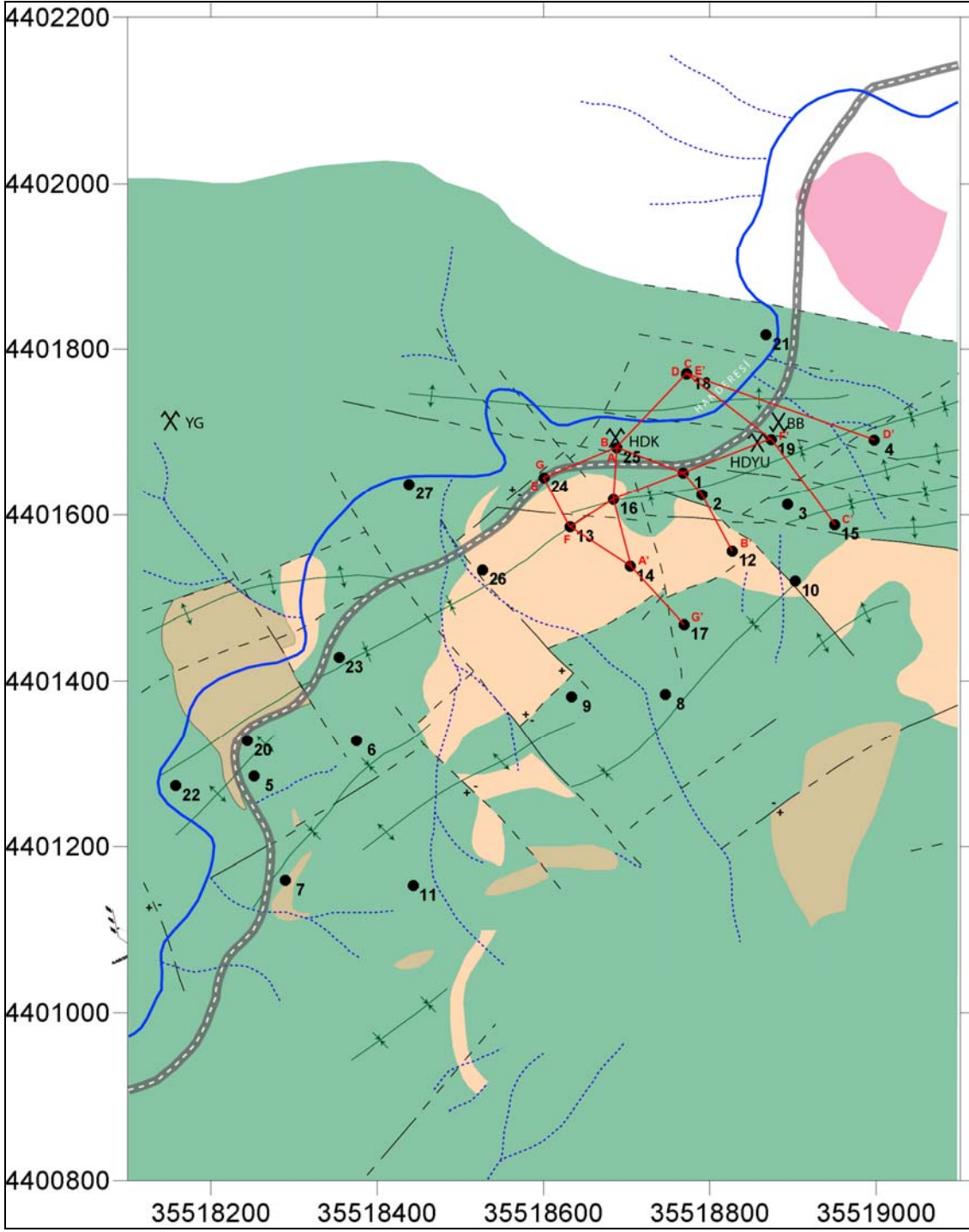


Şekil 10.7 %Pb≥7, %Zn≥4, %Cu≥0,3 ve Cevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumlarının KD-KB-GD-GB yönlerinden görünimleri

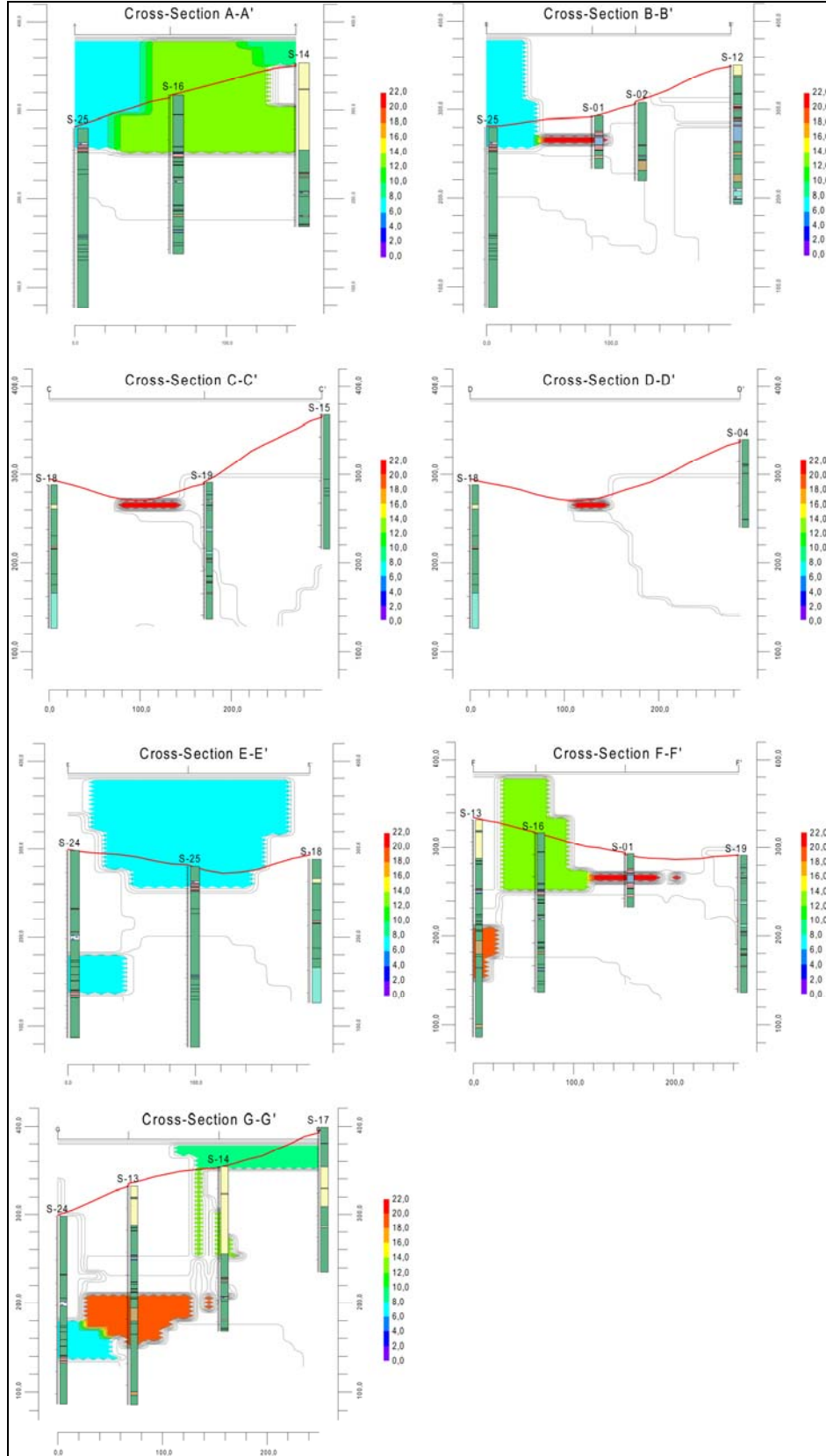


Şekil 10.8 %Pb $\geq$ 7, %Zn $\geq$ 4, %Cu $\geq$ 0,3 ve Cevher-Alt.Zonu'nun yer altındaki konumlarının D-B-G-K yönlerinden görünümeleri (lejand için bkz. Şekil 10.7)

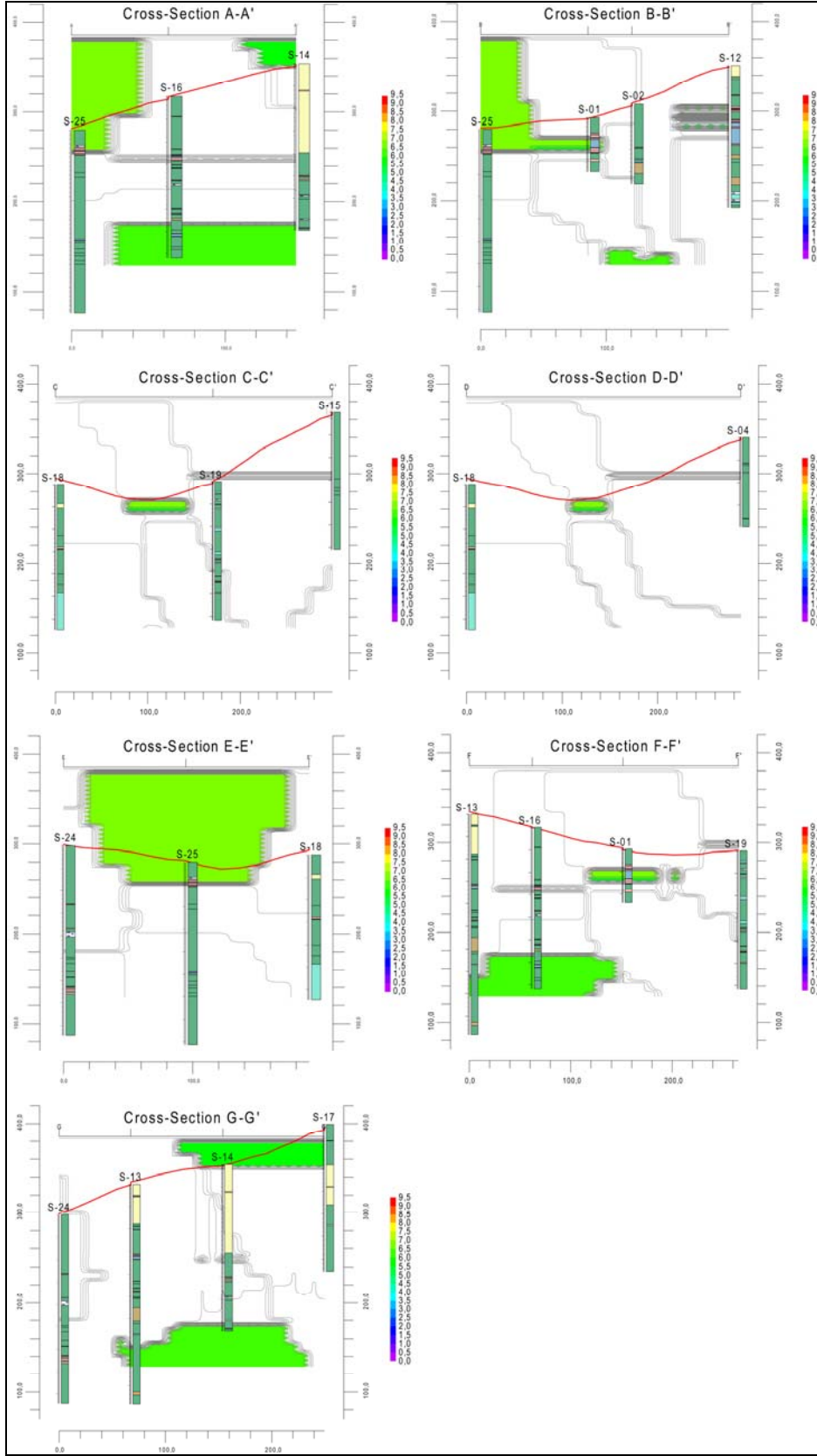
Bölgedeki cevherin bulunduğu bu alan(lar)da görülen sondaj noktaları arasında bazı kesit hatları çizilerek (Şekil 10.9), yer altındaki cevherleşmenin (Pb ve Zn için) 2B dağılım modellemeleri yapılmış olup cevherin yer altındaki olası konumu da tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu modelleme çalışmasında interpolasyon yöntemi olarak yukarıda yapılan yer altı modellemesiyle de uyumlu olması sebebiyle **en yakın nokta (closest point)** yöntemi kullanılmıştır. Burada kesit hatlarının geçtiği sondajlar, cevherleşmenin olduğu tahmin edilen bölgenin içerisinde yer alan sondajları içermektedir. Yapılan bu modelleme çalışmasında da cevherli alanların yer altındaki konumları net olarak görülmüş olup, sonuçlar daha önceki yapılan modelleme çalışmasıyla da tam bir uyumluluk sergilemektedir. Bununla birlikte burada yapılan modelleme çalışmasında başka bir cevher zonu daha dikkat çekmektedir. 24-13-14-2 numaralı sondajlarının sınırladığı ve 130-200 kotları arasında kalan bölgede Pb-Zn elementlerince bir zenginleşme görülmektedir. Özellikle Pb için yapılan, cevherleşmenin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (Şekil 10.10) içerisindeki F-F' ve G-G' kesitlerinde, Zn için yapılan, cevherleşmenin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (Şekil 10.11) içerisindeki A-A', B-B', F-F' ve G-G' kesitlerinde bu bölgedeki zenginleşmeler izlenmektedir.



Şekil 10.9 Handeresi bölgesinin jeoloji haritası, sondaj noktaları ve alınan kesit hatları (lejand için bkz. Şekil 5.7)



Şekil 10.10 Pb elementinin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (kırmızı çizgi topoğrafyayı simlemektedir)



Şekil 10.11 Zn elementinin yer altındaki yüzde dağılımını veren enine kesitler (kırmızı çizgi topoğrafyayı simlemektedir)

Bu modelleme çalışmasında sonuç olarak tespit edilen kesişim alanı, bölgede şu anda aktif olarak işletilen galerilerden Handeresi Yol Üstü galerisi, Handeresi Dere Kenarı galerisi ve Bakır Baca'nın bulunduğu bölgeyi içermektedir (Şekil 10.9). Yarma galerinin bulunduğu bölgede ise elimizdeki verilere göre net bir cevher zonu tespit edilememiştir. Arazi çalışmalarının yapıldığı dönemde de bu galeride herhangi bir cevher zonuna rastlanılmamış olması da bu sonucu destekler niteliktedir. Yarma galerisinin olduğu bölgede veya yakınlarında herhangi bir sondaj bulunmaması da yazılım tarafından burada herhangi bir cevherleşmenin olmadığı şeklinde de yorumlanmış olabilir. Ayrıca bölgede, 24-13-14-2 numaralı sondajlarının sınırladığı ve 130-200 kotları arasında kalan alanda da bir zenginleşme tespit edilmiş olup burada da muhtemel bir cevher zenginleşmesinin varlığı saptanmıştır (Akıska vd. 2010b). Yapılan bu modelleme çalışmasında tek eksiklik olarak bölgedeki yapısal unsurların veri eksikliği nedeni ile yazılıma yansıtılmamış olmasıdır. Bununla birlikte çıkan sonuçları arazi verileri ile kontrol etme imkanı olması ve bölgede şu anda aktif olarak işletilen cevherli zonların bu modelleme çalışması ile de tespit edilmiş olunması, modellemenin doğruluğunu ortaya koymaktadır. Yine de sondaj sayılarının artırılması (özellikle de aralarında çok fazla uzaklık bulunan kısımlar için) ve bölgede yapılan veya yapılacak olan jeofizik çalışmalarının verilerinin de elde edilerek yazılıma girilmesi ile daha doğru sonuçlar bulunması ve yeni potansiyel cevher alanlarının belirlenmesi planlanmalıdır (Akıska vd. 2010b).

## 11. TARTIŞMA ve YORUMLAR

Tezde, yan kayaç ve cevher zonlarına ait mineralojik ve petrografik bulgular, cevher mikroskopisi incelemeleri, mineral kimyası çalışmaları, jeokimya analizleri ve verileri ile izotop çalışmaları bulguları kendi bölümlerinde ayrı ayrı sunulmuş olup, tartışma ve yorumlamalar ilgili bölümlerde yapılmıştır. Bu nedenle bu bölümde tez kapsamında yapılan tüm çalışmalara ait tartışmalar ve yorumlamalar bir bütün halinde ele alınıp, bölgede çalışan diğer araştırmacıların bulgu ve verileri ile karşılaştırılarak değerlendirilecektir. Ayrıca dünya literatüründe yer alan Pb-Zn skarn oluşumları ile kıyaslanarak yorumlamalar yapılacaktır.

İnceleme alanının temelini oluşturan ve Kalabak Formasyonu olarak tanımlanan birime ait olduğu kabul edilen şistler, kalkışistler, metakumtaşları içerisinde mermer ve serpantinit mercekleri belirlenmiştir. Bölgede oluşturulan stratigrafik kolona bakıldığında bu metamorfiteğin Permo-Triyas yaşlı olduğu belirtilmektedir (Okay vd. 1990 ve 2008). Ayrıca Okay vd. (1990) tarafından Biga ilçesinin doğusunda, fosil bulgularına göre Anisiyen yaşlı kireçtaşlarının yer aldığı ifade edilmektedir. Bu bilgi az sonra yapılacak yorumlar için önem taşımaktadır.

KB Anadolu'nun Kretase'den Pliyosen'e kadar jeolojik gelişimi çeşitli yazarlara göre şöyle özetlenebilir :

Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase sonları ile Tersiyer başı zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kuzeye, Sakarya kıtası altına doğru dalıp-batarak tüketilmesiyle, güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası çarpışmışlar ve aralarında, tüm kuzey Türkiye'yi kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981). Kuzeybatı Anadolu'da kenet kuşağı gelişiminin ardından, hem kenet kuşağı birimleri; hem de Sakarya kıtasına ait temel kayaçlar, Orta Eosen yaşlı çökel kayaçları ile uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Bu stratigrafik veri, en azından kıta-kıta çarpışmasının Orta Eosen döneminden önce tamamlanmış olduğunun göstergesidir (Genç ve Altunkaynak 2007).



Batı Anadolu'da Tersiyer kalkalkalen magmatizması Tetis Okyanusu'nun kapanması ile ilişkilidir (Ketin 1966). Tetis Okyanusu'nun Geç Mesozoyik - Erken Tersiyer aralığında kuzeye doğru Pontidlerin altına dalım yaparak tüketildiği varsayılmaktadır (Harris vd. 1994). Eosen'de Pontidler ile Anatolid ve Toridler arasında kenet zonu oluşmuştur (Okay ve Tüysüz 1999). Harris vd. (1994) ve Bingöl vd. (1982) verilerine göre ise çarpışma sonrası bölgelerde yer alan granodiyorit oluşumları kıtasal kalınlaşmanın sonucudur. Ancak granodiyorit oluşumları ile ilgili olarak aynı zamanda dalma batma ile ilişkili olduklarına dair bazı kanıtlar da ileri sürülmektedir (Delaloye ve Bingöl 2000).

Okay vd. (1990) tarafından ileri sürülen görüşlere göre; Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmıştır. Bu evrenin ardından çok yaygın ve yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Biga Yarımadası'nın güneyinde yaşları izotop çalışmaları ile tayin edilen granitoidlerin tamamı Geç Oligosen-Erken Miyosen yaş aralığına sahiptir. Bunlardan biri olan Eybek granodiyoriti, Krushensky (1976) ve Ayan (1979) tarafından 23-31 my olarak yaşlandırılmıştır. Bu intrüziyonların dışında, Erken ve Orta Miyosen'de büyük miktarlarda volkanik kayalar, Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır. Bu volkanik kayalar, Ercan (1979)'e göre andezit, breşik dasit ve bölgesel genişleme ile oluşan dasit-andezit-trakit-bazalt sekanslarını içermektedir.

Tufan (1993) tarafından yapılan çalışmada Eybek granitoidinin Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı, Kalkım volkanitlerinin ise Orta Miyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

Genç ve Altunkaynak (2007)'ye göre Eybek graniti, 26-21 my (Geç Oligosen-Erken Miyosen) yaşlıdır ve kabukta sığ derinliklere (en fazla 1.5 km) kadar yükselmiş bir plütonik gövde niteliğindedir. Metalüminyumlu, subalkalen, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özelliktedir. Magma gelişiminde belirgin dalma-batma kayıtlarının izleri vardır. İz ve nadir toprak elementleri içerikleri, elementler arası oranlar ve bunların birbirleriyle karşılaştırılmasıyla birlikte izotop verileri Eybek granitinin manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olduğuna işaret etmektedir. Bölgenin jeolojik evrimi içerisinde, Eybek granitinin, Orta-Geç Eosen dönemindeki dilim

kopması ve buna bağılı gelişen magmatizma ile KB Anadolu'da Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (~24 my) arasındaki kritik bir dönemde geliştiği düşünölmektedir.

Altunkaynak ve Genç (2008), yaptıkları çalışmada Biga Yarımadası'ndaki çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de (45,3±0,9 my) başladığını ve Geç Miyosen'e (8,32±0,19 my) kadar devam ederek sonlandığını belirtmişlerdir.

Cavazza vd. (2008) ise Kazdağ Masifi'nin Erken-Orta Miyosen'de bir yükselmeye maruz kaldığını belirtmişlerdir. Ayrıca termokronolojik veriler de kuzey Ege Bölgesi'nde Neojen genişlemeli tektoniğinin süreksiz/aralıklı olduğunu ve Erken-Orta Miyosen ve Pliyokuvaterner döneminde iki önemli genişlemenin cereyan ettiğini desteklemektedir.

Karacık vd. (2008), Güney Marmara'daki granitoidlerden güneyde olanlarını Miyosen yaşlı olarak sınıflamış ve bunların volkanik kayalarla birlikte göröldüklerine işaret etmişlerdir. Granodiyoritik ve granitik bileşimde olan bu kayaç toplulukları, metalumina karakterli, kalkalkalen ve orta-yüksek K'lı kayaç gruplarıdır.

Yukarıda belirtilen tüm verilerin, Eybek granitoyidi üzerinde bu tez kapsamında yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen metalümina karakter, kalkalkalen ve orta-yüksek K'lı kayaç grubu bulguları ve bu granitoidin manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olduğuna dair yapılmış bulunan yorumlamalar ile uyumlu olduğu görülür. Ayrıca Cavazza vd. (2008)'in kuzey Ege Bölgesi'nin Erken-Orta Miyosen'de genişlemeli tektonik rejime maruz kaldığına dair bulgusu ilginçtir. Çünkü belki de bu tür bir tektonizmadan dolayı cevherli akışkanlar metamorfik kayaların açılması sonucu fay zonlarındaki kırık düzlemlerini kullanarak yükselme olanağı bulmuşlardır. Sıkışmalı bir rejimde cevherli akışkanların yükselmesi, şisti birimler nedeniyle zor olabilir.

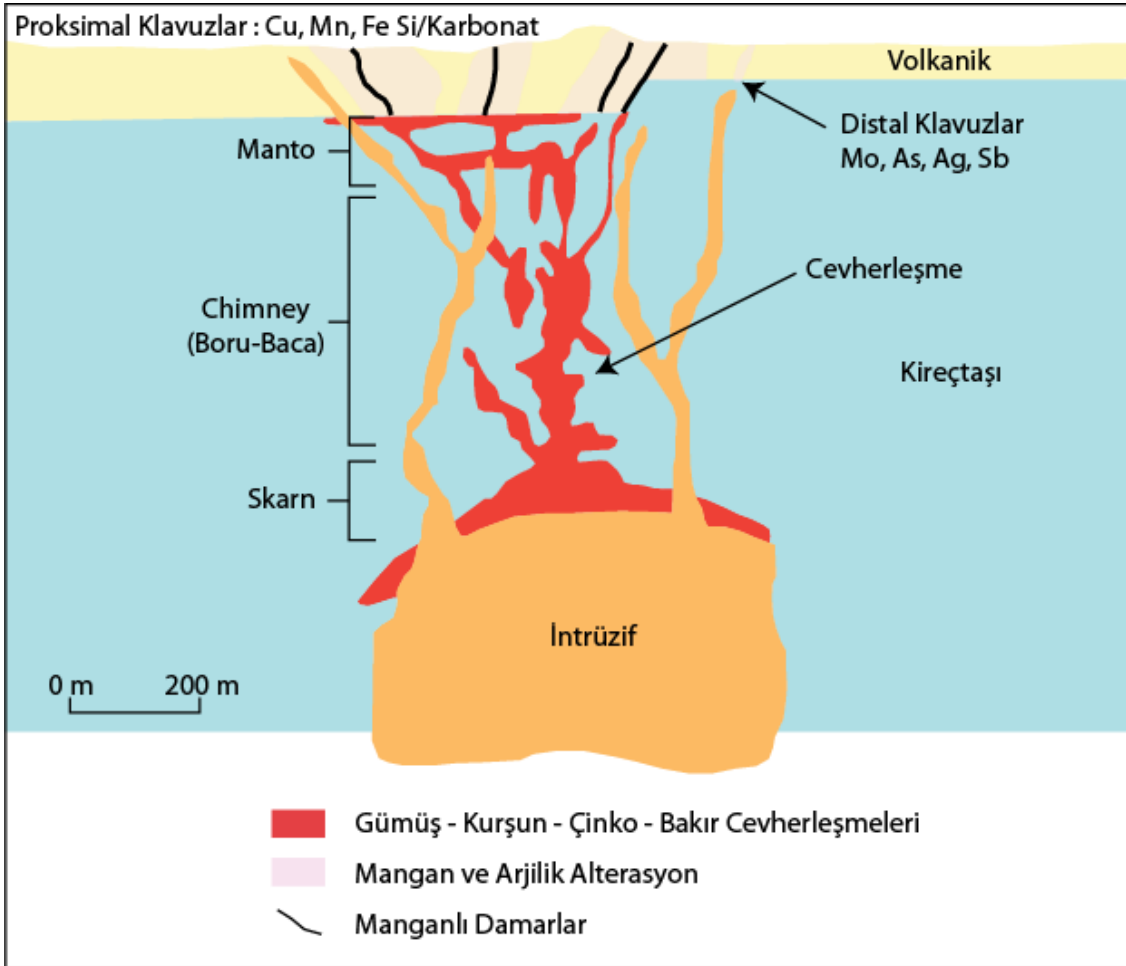
Pb Zn skarn oluşumları ile ilgili literatürde yer alan bilgilere kısaca bakıldığında:

Sawkins (1990) ve Meinert (1992, 1995) tarafından verilen bilgilere göre; günümüzde bilinen ve işletilen Pb-Zn skarnların, hem yaklaşan levha sınırlarında ana yay magmatizmasına bağlı yitim zonlarında hem de riftleşme ile ilişkili kıtasal ortamlarda olduğu görülmektedir. Çoğunlukla çinkonun baskın olduğu yataklara özellikle kurşun ve yer yer de gümüş eşlik eder. Bu yatakların tenörleri %10-20 Zn+Pb ve 30-300 gr/t Ag arasında değişir. Bu tür yataklarla ilişkili magmatik kayaçların bileşimleri, diyoritlerden yüksek silika (en fazla %77 SiO<sub>2</sub>) içeriğine sahip granitlere kadar oldukça geniş bir aralıkta dağılım gösterir ve derin yerleşimli batolitlerle veya sığ dayk-sil kompleksleriyle veya nadir de olsa volkanik kayaçlar ile birlikteliklerinin olduğu bilinir. Böylesine farklı jeolojik ortamlarda gözlenebilen Pb-Zn skarnlar arasındaki en önemli ortak bağ, ilişkili oldukları magmatik kayaçların merkezlerinden dış/uzak (distal) zonlarda oluşmalarıdır (Meinert 1992). Genellikle ilişkili oldukları plütunun dış kesimlerinde meydana geldiklerinden diğer skarn türlerine göre ve kendi içlerinde petrolojik ve jeolojik olarak oldukça farklı özellikler sunarlar. Göreceli olarak daha küçük boyutlu olmaları ise belirgin bir petrolojik birliktelik ile ilişkilendirilmelerini güçleştirir.

Pb-Zn skarnlar, (a) magmatik kaynaktan uzaklığa, (b) oluşum sıcaklığına, (c) cevher kütlesinin geometrik şekline ve (d) skarn ve sülfid mineral oranlarına göre alt gruplara ayrılabilir. Ancak bu kriterlerin hiçbiri tanımlama ve sınıflamalar için tam anlamıyla yeterli olamamaktadır. Bazı yataklar için zamansal ve mekansal olarak birlikteliği bulunan magmatik bir kaynak, yatağın skarn olarak sınıflamasında yeterli olabilir. Çoğu skarn türü yatak oldukça geniş bir sıcaklık aralığında oluşabilir ve birçok skarn, manto (yatay damar şekilli) veya chimney (boru-baca şekilli) içeren çeşitli geometrik yapılarla sahip olabilir ve hem kalsilikat minerallerince zengin hem de kalsilikat minerallerince fakir zonlar içerebilir (Meinert 1992). Bütünüyle keşfedilmemiş bölgelerde cevherleşmenin yüzeyde açığa çıkmış bazı kesimlerinde bu zonlardan sadece bir tanesi görülebilir (Şekil 11.1).

Çalışma alanı içerisindeki cevherleşmeler ise kalkşist-mermer-grafit şist dokanakları boyunca yapıya uyumlu ve özellikle karbonatlı seviyelerle litolojik olarak uyumlu biçimde gözlenir. Ayrıca Handeresi'ne paralel uzanan ana kırık düzlemi boyunca da

ayrı bir cevher zonu vardır. Bu özellikleri ile bahsedilen cevherleşmeler *manto* veya *chimney* olarak tanımlanan zonların karşılıkları olarak düşünülebilir. Başka bir ifade ile yukarıda bahsedilen olası gömülü zonların olabileceği de araştırılmalıdır.



Şekil 11.1 Karbonatlarla ilişkili Pb-Zn yataklarına ait sadeleştirilmiş şematik kesit ([http://www.selwynresources.com/mexico\\_overview.cfm](http://www.selwynresources.com/mexico_overview.cfm), 2010)

Plüton bileşimi ve skarnlaşma arasındaki ilişkiyi ortaya koyan teorinin arkasında, magmatik petrojenezin bir fonksiyonu olarak skarnların metal içeriğini ve büyüklüğünü esas alan farklılıklar yatmaktadır. Bu nedenle günümüz skarn çalışanları, skarnlaşmaya sebep olan plütonları incelemekte ve skarnlarla bu plütonlar arasındaki jenetik ilişkileri ortaya koymaya yönelik çalışmalar yapmaktadırlar. Plüton bileşimi ve skarn türü arasındaki ilişkiler Zharikov (1970)'in yaptığı çalışma ile başlar ve günümüze kadar dünyada Shimazaki (1980), Meinert (1983), Newbery (1987), Keith vd. (1989), Meinert (1993), Ray vd. (1995), Nicolescu vd. (1999) ve ülkemizde Sayılı (2000), Kuşcu vd.

(2001) ve Kuşcu vd. (2002a, 2002b), Demirela (2003), Demirela vd. (2005) ile devam eder. Skarnın metal içeriği ile tanımlanan türü ile magmatik petrojenez arasında bir takım sistematik korelasyonların varlığı cevherleşme ve magmatik işlemler arasında doğrudan ilişkiler kurulabileceğine dair kuvvetli kanıtlar sağlamaktadır (Meinert 1995). Ancak magmatizmanın intrüzif kayaçların yerleşme ve kristallenme evreleri ile ilişkili olarak cevher elementlerinin ilksel kaynağından ziyade cevherleşen bölgelerde meteorik akışkanların dolaşımında ısı kaynağı olarak görev yapması da oldukça önemlidir (Norton ve Cathles 1979, Ünlü ve Stendal 1989, Meinert 1995). Dünyada ve ülkemizde bazı araştırmacılar skarnların ( $\pm$  hidrotermal yatakların) bünyelerindeki bazı veya tüm cevher elementlerini zamansal ve mekansal olarak ilişkili oldukları plütonlardan ziyade çevrelerindeki yan kayaçlarından aldıklarını önerirler (Morrison 1980, 1981, Stanton 1987, Ünlü 1983, Ünlü ve Stendal 1989, Doğan vd. 1998, İlbars 2005). Dolayısıyla bu tip yatakların oluşumunda ornatılan yan kayacın kimyasal bileşimi ve metal içerikleri de oldukça önemli olmalıdır (Meinert 1995). Bu bilgiler ışığında, inceleme alanında yer alan cevherleşmelerin belirtilen bu magmatik süreçlerle bağlantısını araştırmak amacı ile Kalkım-Handeresi-Bağırkaçdere cevherleşmeleri ile zamansal ve mekansal birlikteliği bilinen Eybek Plütonu, dünyada Pb-Zn skarnlarla ilişkili plütonlara ait jeokimyasal veriler ile birlikte Meinert (1995) tarafından önerilen Rb-Zr, Nb/Y ve Rb-(Nb+Y) diyagramlarına aktarılmış ve sonuçta Eybek Plütonu'nun Pb-Zn skarnları üretebilecek özellikte bir plüton olabileceği fark edilmiştir. Bu diyagramlarda Eybek Plütonu'nun Pb-Zn skarn plütonları dışında Cu ve Au skarnlar için önerilen alanlarda da dağılım sergilemesi ya plütonun Pb-Zn'den başka Cu ve Au üretme potansiyeli ile ya da yukarıda belirtildiği gibi Pb-Zn skarn plütonlarının çok farklı jeokimyasal özellikler sergilemesi ile ilgili olabilir. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaçların ve protolitlerinin ilksel olarak Pb-Zn'ce zengin olduğu birçok araştırmacı tarafından uzunca bir süredir vurgulanmaktadır. Örneğin Çetinkaya vd. (1983a), Çanakkale-Yenice-Kalkım Bağırkaçdere bölgesinde yaptığı Pb-Zn-Cu araştırmalarında, cevherleşmenin sinsedimanter olduğu fakat metamorfizma ve plütonizma etkisiyle remobilize olarak oluştuğu, Kalabak şistlerinin başlangıçta oluşumu esnasında Pb-Zn-Cu'lu minerallerin sedimantasyon havzasına taşındığı, bu tortulların metamorfizması esnasında kısmen remobilizasyonla konsantre olduğu, sonrasında Tersiyer plütonizmasıyla şistler içindeki kalkerli seviyelerin skarnlaştığı ve plütonizma etkisiyle

ergiyen cevherli sıvıların skarn zonlarına yerleştığı şeklinde yorumlamalarda bulunmuşlardır. Orgün vd. (2005), çalışma alanına yakın olan Yenice-Arapuçandere Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve sıvı kapanımları ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Yaptıkları bu çalışmada, cevher mineral birlikteliklerini tespit etmişler ve faylanma dönemi ile ayrılan en az iki döneme ait hipojen mineralleşmenin kanıtlarını sunmuşlardır. Bununla birlikte pirit ve galenlerdeki  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değerlerine bakarak sülfür ve metalleri magmatik bir kaynağa bağlamışlardır. Ancak yazarların jeokimyasal ve jeolojik yorumlamaları, buradaki metallerin bir kısmının da çevredeki metakumtaşı ve diyabazlardan liç edilerek zenginleştiğini içermektedir. Sıvı kapanım çalışmalarıyla elde edilen veriler sayesinde akışkanların yüksek-tuzluluklu (muhtemelen magmatik) sıvılar ve meteorik sıvıların etkileşimleri sonucu oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Tüm bu veriler, Eybek Plütönu'nun bölge cevherleşmelerinin içinde barındırdığı metallerin tamamının veya çoğunluğunun kaynağı olarak gösterilmesini tartışmalı kılmaktadır.

Bir başka tartışma ise Pb-Zn oluşumlarına, incelenen bölge ve KB Anadolu ölçeği haricinde büyük ölçekte yani Balkanlar ve Orta Avrupa ölçeğinde bakılmasıyla ortaya çıkabilmektedir. Avusturya'da Bleiberg Pb-Zn yatağında Anisiyen yaşlı kireçtaşı birimlerinin stratiform tipte MVT tipi yatak oluşturduğu ve Serbomakedonya-Rodop metalojenik kuşağında da benzer yataklar olduğu belirtilmektedir (Götzinger ve Papesch 1989, Heinrich ve Neubauer 2002, Marchev vd. 2005, Muchez vd. 2005). Triyas yaşlı birimlerin Balkanlar ve Orta Avrupa'da MVT ve SEDEX tipi Pb-Zn yatakları oluşturmuş olması ve Biga Yarımadası'nın içinde bulunduğu Sakarya Kıtası'nın jeolojik ve jeodinamik evrim açısından bu büyük kuşak ile uyumu, bölge cevherleşmelerinin ilksel kökenlerinin de benzer olabileceği sorusunu akla getirir. Ancak bu olası ilişkilerin belirlenmesi için lokal ve bölgesel ölçekte daha ayrıntılı çalışmalar yapılmasına ihtiyaç vardır.

Farklı bir bakış açısıyla örneğin granat ve piroksen gibi skarn minerallerinin sistem içerisindeki varlığı tartışılabilir. Çünkü bu mineraller, skarnları diğer yatak sınıflarından bütünüyle ayıran jeokimyasal bir ortama işaret eder. Örneğin Mississippi Vadisi türü yataklar (MVT), Pb-Zn skarnlarla Zn-Pb-Ag gibi aynı cevher element ve minerallerini içerirken kalsilikat minerallerinden tamamıyla yoksundurlar (Meinert 1992). Zn-Pb-

Ag metal içerikleri yanında Pb-Zn skarnlar belirgin mangan ve demirce zengin mineralojileri, yapısal ve litolojik dokanaklar boyunca oluşmaları ile de diğer skarnlardan ayrılırlar. Bu türden yataklarda granat, piroksen, olivin, ilvayit, piroksenoyid, amfibol, klorit ve serpantin gibi skarn parajenezlerine ait mineraller manganca zengin olabilir (Meinert 1992).

İnceleme alanında çalışılan cevherleşmelerin civarında bugüne kadar yapılan tüm çalışmalar incelendiğinde, işletme için açılan galeri ve sondajlarda ve Eybek Plütönu'nun içinde Pb-Zn skarn tipi oluşumlarda endoskarn zonundan bahsedilmemiştir. Çalışma alanına en yakın cevherleşmelerden biri olan Yenice-Kalkım-Karaaydın köyü civarında yer alan Karaaydın Pb-Zn cevherleşmesinde Tufan (1993) tarafından yapılan doktora çalışmasında oldukça fazla oranda ve yer yer masif görünümde pirotin oluşumları belirlenmiştir. Bu alanda yaptığı çalışmada Tufan (1993) galenit, sfalerit, kalkopirit cevher minerallerinden söz etmiştir. Gang mineralleri olarak granat, vollastonit, epidot ve tremolit-aktinolit belirlemiştir. Halen kapalı olan Karaaydın cevherleşmesinin pasalarından tarafımızca alınan örneklerde johansenit ve pirotin gözlenmiştir. Tufan (1993) büyük olasılıkla johansenitleri, tremolit-aktinolit olarak tanımlamıştır. Sıvı kapanım çalışmalarında Tufan (1993) kuvarslarda yaptığı ölçümlerde 180-430 °C arasında homojenleşme sıcaklıkları ölçmüş, yaklaşık % 40-50 tuzluluklarına sahip olduğunu belirlemiş ve bu yatağın oluşumunu da skarn-hidrotermal geçişli cevherleşmeler olarak yorumlamıştır. Bu veriler Karaaydın cevherleşmesinin Eybek Plütönu'na yakın bir oluşum olduğu görüşünü kuvvetlendirmektedir. Ancak bu alan içerisinde de Eybek Plütönu ile skarn zonları arasında var olabilecek dokanağa dair herhangi bir bilgiye, gerek saha çalışmaları gerekse literatür incelemeleri sırasında ulaşamamıştır. Dolayısıyla çalışılan cevherleşmeler plütöndan uzak zonlarda oluşmuş cevherleşmeler olarak düşünülebilir. Handeresi-Bağırkaç-Fıncık dere galerilerinde yapılan incelemelerde Fıncık dere galerisi içerisindeki bir alanın Eybek Plütönu'na yakın bir alan olabileceği belirtilmiştir. Yapılan jeolojik haritalarda da gerek Fıncık dere gerekse biraz daha uzak olmakla birlikte Bağırkaç galerileri plütöna yakınlık sunarlar. Buna rağmen bu granitoidin yer altındaki topografyası bilinmemektedir ve bölgede şimdiye kadar yapılan sondajlarda granitoid kesilmemiştir.

Çalışma alanları içerisinde yer alan cevherleşme zonlarında grossular-andradit türü granat ve hedenberjit-johansenit-diyopsit türü piroksen mineral birlikteliklerinin gözlenmesi cevherleşmelerin oluşumunda skarn-tipi etkileşimlerin varlığına işaret olarak gösterilebilir. Jeokimya ve sülfid minerallerinde yapılan mikroprob çalışmaları, cevherleşme zonlarında, özellikle Pb ve Zn elementlerine Ag, Cd, Fe, Co, Bi, Se, Te elementlerinin eşlik ettiğini göstermiştir. Cu'nun yanı sıra bazı örneklerde az da olsa Mo belirlenmiştir. Handeresi galerilerinde MnO miktarındaki artış ile johansenit minerali arasında belirlenen pozitif ilişki ve manganca zengin kalsilikat mineral kimyaları, skarn tipi etkileşimlerin varlığını destekler niteliktedir. İzotop çalışmaları sonucu elde edilen Pb izotop verilerinin bir kısmı ve ‰ 0 yakın  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri cevherleşmelerin magmatik süreçlerle ilgili olabileceği savını güçlendirmektedir. Ancak Pb-Zn skarnların genellikle Zn+Pb içerikleri diğer skarnlara göre daha düşük bir sıcaklık aralığını temsil ettiğinden bu tür sistemlerde belirgin bir magma bileşiminden ziyade seyreltik bir hidrotermal akışkanın sistem içerisinde var olabileceği göz önüne alınmalıdır (Meinert 1995). Bu nedenle özellikle doğrudan S izotop verilerine göre yapılacak yorumlamalarda bu etkilerin varlığı da düşünülmelidir.



## 12. SONUÇLAR

Çanakkale Yenice Kalkım civarında yer alan Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncık dere Cu-Pb-Zn cevherleşmelerinin incelenmesi sonucu şu sonuçlar elde edilmiştir:

1-Çalışma alanı Ketin (1966)'e göre Pontid'ler içinde, bu tektonik birliğin kuzeybatı ucunda ve Türkiye'nin KD-GB gidişli 4 tektonik zonundan birisi olan Sakarya Zonu içerisinde yer almaktadır.

2- Devoniyen yaşlı Bağırkaç granitoyidi, Permo-Triyas yaşlı epidot-serisit-grafit şist, kalkışist ve metakumtaşı ile bu birimler içerisinde mercerler şeklinde gözlenen mermer ve serpantinitle temsil edilen Kalabak Formasyonu çalışma alanının temelini oluşturmaktadır. Bu temel kayaları Oligo-Miyosen yaşlı granodiyorit, kuvars monzodiyorit ve alkali feldispat granit (granofir) bileşimindeki Eybek Plütönu ve Orta Miyosen yaşlı andezit ve trakiandezit bileşimindeki porfiritik Kalkım Volkanitleri ile kesilmektedir. Tüm bu birimler Pliyosen yaşlı Akköy Formasyonu'na ait sedimanter birimlerle ve Kuvaterner yaşlı çökellerle uyumsuz olarak örtülmektedir.

3- İnceleme alanı içerisinde yer alan cevherleşmeler kalkışist-mermer-grafit şist dokanakları boyunca yapıya uyumlu ve özellikle karbonatlı seviyelerle litolojik olarak uyumlu şekilde gelişmiştir. Bununla birlikte Handeresi'ne paralel uzanan ana kırık düzlemi boyunca da ayrı bir cevher zonu gözlenmektedir.

4-Cevherleşme ve alterasyon zonlarında gözlenen gang ve cevher mineral türlerinin belirlenmesine yönelik yapılan mikroskop, raman spektroskopisi, SEM-EDS, XRD ve mikroprob çalışmalarında, gang minerali olarak grossular-andradit türü granatlar, hedenberjit-johansenit ve diyopsit türü piroksenler, klinozoizit-pistazit türü epidotlar ile yer yer tremolit-aktinolitler, cevher mineralleri olarak ise galenit, sfalerit ve kalkopiritlerin yanı sıra pirit, hematit, ilmenit, manyetit ve bazen de arsenopiritler tespit edilmiştir. Bu minerallerin etrafı daha genç karbonat ve kuvars mineralleri ile sarılmıştır.

5- Cevherli zonlardan derlenen kayaç örnekleri üzerinde yapılan jeokimya ve sülfid mineralleri üzerinde yapılan mikroprob çalışmaları sonucunda Pb ve Zn elementlerine Ag, Cd, Fe, Co, Bi, Se, Te elementlerinin eşlik ettiği görülmüştür. Ayrıca Cu'nun yanı sıra bazı örneklerde az da olsa Mo de tespit edilmiştir. Handeresi galerilerinde MnO miktarındaki artış ile johansenit minerali arasında pozitif bir ilişki saptanmıştır. Eybek Plütunu üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalarla, plütunun jeokimyasal özellikleri dünyada skarnlarla ilişkisi var olduğu bilinen plütonik kayaçların jeokimyasal özellikleri ile karşılaştırılmıştır. Sonuçta, Eybek Plütunu'nun Pb-Zn ile Cu ve Au skarn oluşturan plütonlarla jeokimyasal olarak benzer özelliklere sahip olduğu görülmüştür.

6- İzotop çalışmaları sonucunda elde edilen Pb izotop verilerinin bir kısmı ve ‰ 0'a yakın  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri cevherleşmelerin magmatik süreçlerle ilgili olabileceğini gösterebilir. Ancak bazı araştırmacılar, bölgede yer alan metamorfik kayaçların ve protolitlerinin önemli miktarlarda ilksel olarak Pb-Zn içerdiklerini uzunca bir süredir vurgulamaktadır. Ayrıca Biga Yarımadası ile Orta Avrupa-Balkanlar ve Serbomakedonya-Rodop metalojenik kuşağında yer alan MVT-SEDEX türü Pb-Zn yatakları arasında bir takım olası korelasyonların varlığı, lokal ve bölgesel ölçekte cevherleşmelerin kökenine yönelik daha ayrıntılı çalışmalar yapılmasını zorunlu kılar. Dolayısıyla, ileride daha çok sayıda örnek üzerinde ve daha hassas analiz yöntemleriyle yapılacak çalışmalarla elde edilecek veriler, cevherleşmelerin kökenine dair daha sağlıklı yorumlar yapılmasını sağlayacaktır.

7- Handeresi-Bağırkaç-Fırıncık dere cevherleşmeleri (a) yan kayaç–alterasyon-cevher arasındaki zamansal-mekansal ilişkiler (b) yapısal özellikler, (c) mineralojik ve petrografik özellikler, (d) mineral kimyası ve jeokimyasal özellikler ve (e) izotopsal özellikler bakımından dünyada tanımlanan Pb-Zn skarnlara oldukça belirgin benzerlikler gösterirler. Ancak elde edilen veriler, cevherleşmelerin her ne kadar Eybek plütununun distal kesimlerinde oluştuğunu ve metallerin başlıca kaynağı olarak Eybek Plütunu'nu gösterse de, plütunun ve volkaniklerin yerleşimi sırasında ortaya çıkan ısıyla hareketlenen meteorik kökenli hidrotermal sistem sayesinde yıkanacak olan yan kayaçların da cevherleşmelerin bünyesindeki metallerin en azından bir kısmına kaynaklık edebileceği de göz ardı edilmemelidir.

8- Tez kapsamında cevherleşmelerin jeolojisi ve kökenine yönelik yapılan çalışmaların haricinde, Handeresi cevherleşmesinin geometrisini ortaya koyabilmek amacıyla RockWorks2006 programıyla 3 boyutlu yer altı modelleme çalışması yapılmıştır. Bu çalışma sonucunda bölgede yoğun olarak iki farklı cevher zonunun varlığı tespit edilmiştir. Bunlardan birincisi bölgede şu anda aktif olarak işletilen cevher zonunu temsil etmekte iken ikincisi çalışma alanı içerisinde, varlığı ilk kez bu çalışmayla belirlenen yeni bir cevher zonunu işaret etmektedir. Handeresi cevherleşmesi dışındaki diğer iki cevherleşmede yeterli sayıda sondaj verisi bulunmadığından dolayı benzer çalışmalar bu bölgeler için yapılamamıştır.

## KAYNAKLAR

- Acar, H.B. 1971. Balıkesir ili İ18-d2 paftası kuzeyi jeolojisi. MTA Derleme Rapor No : 142, Balıkesir (yayımlanmamış).
- Aillères, L. 2000. New geod developments in the field of 3-dimensional structural geophysics. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, Volume 01, Paper 4.
- Akıska, S., Demirela, G. ve Sayılı, İ. S. 2010a. Handeresi - Bağırkaç ve Fırıncıkdere (Çanakkale-Yenice-Kalkım) galerileri Pb-Zn cevherleşmelerinde mineralojik veriler. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 128-129.
- Akıska, S., Sayılı, İ. S. and Demirela, G. 2010b. The subsurface 3D modelling of the Handeresi (Kalkım-Canakkale) area, NW of Turkey, Pb-Zn-Cu ore zones. EGU2010 General Assembly, Abstracts 1636, Vienna.
- Aldanmaz, E. 1998. Petrogenesis of Late Cenozoic volcanism in Western Anatolia, Turkey. Unpubl. Doktora Tezi, University of Durham, Durham UK.
- Altınlı, İ.E. 1975. Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 159-191.
- Altunkaynak, Ş. and Genç, Ş.C. 2008. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). Lithos, 102, 316-340.
- Andiç, T. ve Kayhan, F. 1996. Havran-İvrindi (Balıkesir), Kalkım-Pazarköy (Çanakkale) yöresinde yapılmış genel ve tahkik jeokimya çalışma raporu, MTA Derleme Rapor No : 9900, Ankara (yayımlanmamış).
- Anıl, M. 1984. Yenice (Arapuçan-Kurttaş-Sofular) ve Kalkım (Handeresi) Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin köken sorunu ve Tersiyer volkanizması ile ilişkileri. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 20, 17-30, Ankara.

- Anonim, 2004. Balıkesir İ18 a3-c1-d2 paftalarının jeoloji haritaları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://www.ctech.com/>. Erişim tarihi: 21.12.2006.
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://geoblock.sourceforge.net>. Erişim tarihi: 21.12.2006.
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://www.ggsd.com/ggsd/index.cfm>. Erişim tarihi: 21.12.2006.
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://www.gocad.org>. Erişim tarihi: 20.12.2006.
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://www.maptekna.com/vulcan-modules-ugs-eng.htm>. Erişim tarihi: 21.12.2006.
- Anonymous. 2006. Web sitesi. <http://www.techbase.com>. Erişim tarihi: 21.12.2006.
- Anonymous. 2009. Web sitesi. <http://www.rockware.com/> Erişim tarihi: 03.12.2009.
- Anonymous. 2010. Web sitesi. [http://www.selwynresources.com/mexico\\_overview.cfm](http://www.selwynresources.com/mexico_overview.cfm)  
Erişim tarihi: 05.02.2010.
- Arribas, Jr. A. and Tosdal, R. M. 1994. Isotopic composition of Pb and S in base - and precious-metal deposits of the Betic Cordillera, Spain: Origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*, 89, 1074 -1093.
- Arslaner, M. 1965. Etude gèologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran. MTA Derleme Rapor No : 119, Ankara.
- Arth, J. G. 1976. Behavior of trace-elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Research U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Ataman, G. 1975. Plutonisme calc-alkalin d'age Alpin en Anatolie du nordquest, C.R. Acad. Sc. Paris, D 280, 2065-2068.
- Ayan, M. 1979. Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit). *Comm. Fac. Scien.*, 22, 19-31, Ankara.

- Bente, K. and Nielsen, H. 1982. Experimental S isotope fractionation studies between coexisting bismuthinite ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ) and sulfur ( $\text{S}^\circ$ ). *Earth Planet Sci Lett.*, 59, 18-20.
- Bingöl, E. 1968. Contribution á l'étude geologique de la partie centrale et Sud-Est du massif de Kazdağ (Turquie). Doktora tezi, Nancy Univ., 190 p., Fransa.
- Bingöl, E. 1976. Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *MTA Dergisi*, 86, 14-34.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. 1973. 1:25.000 ölçekli çeşitli gayeli jeolojik haritalarından Biga Yarımadası jeolojisinin ön kompilasyonu, 1:100.000 ölçekli jeoloji haritası (yayımlanmamış).
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. 1975. Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğleri, MTA Enstitüsü, 70-77, Ankara.
- Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G. 1982. Granitic intrusions in western Anatolia : a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geol. Helv.*, 75, 437-446.
- Blanc, M.P. 1969. Etude petrographique de la granodiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, 174 p., Fransa.
- Bodnar, R.J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: J.F.H. Thompson, Editor, *Magmas, Fluids, and Ore Deposits Mineralogical Association of Canada, Short Course Series vol. 23*, J.L. Jambor, Victoria, 139-152.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In : *Rare Earth Element Geochemistry*, P. Henderson P (ed.), Elsevier, 63-114, Amsterdam.
- Boztuğ, D. ve Otlu, N. (editörler), 2001. *Magmatik Petrojenez*. TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce, 139-158.

- Brinkmann, R. 1966. Geotektonische Gliederung von Westanatolian. N. Jb. Geol. Paleon. Monatshefte, 603-618.
- Brinkmann, R. 1971. The geology of western Anatolia : The geology and history of Turkey, ed. Campbell, 171-190.
- Brugman, M.H.A., Hack, H.R.G.K. and Dirks, W.G. 1999. A three-dimensional system for estimation of dredging production in rock (Een driedimensionaal systeem voor de raming van baggerproducties in rots). Geotechniek, 22-26.
- Burrough, P.A. and McDonnell, R.A. 1998. Principles of geographical information systems, Oxford University Press, 356 p., New York.
- Cavazza, W., Okay, A.I. and Zattin, M. 2008. Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). Int. J. Earth Sci., 98, 1935-1947.
- Ceyhan, N. 2003. Lead isotope geochemistry of Pb-Zn deposits from Eastern Taurides, Turkey. Yüksek Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 90 s., Ankara.
- Christakos, G. 2000. Modern spatiotemporal geostatistics. Oxford University Press, 312 p., New York.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Cumming, G. L. and Richards, J. R. 1975. Ore lead in a continuously changing earth. Earth and Planetary Science Letters, 28, 155-171.
- Çağatay, A. 1980. Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler. T.J.K. Bült., 28-2, 119-132.
- Çetinkaya, N., Karul, B., Önal, R. ve Yenigün, K. 1983a. Çanakkale-Yenice-Kalkım Bağırkaç Dere jeoloji raporu. MTA Derleme Rapor No : 7814, Ankara (yayımlanmamış).

- Çetinkaya, N., Karul, B., Önal, R. ve Yenigün, K. 1983b. Çanakkale-Yenice-Kalkın Handeresi Pb-Zn-Cu yatağı jeoloji raporu. MTA Derleme Rapor No : 7822, Ankara (yayımlanmamış).
- Dayal, A. 1984. Çanakkale (Yenice) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, 157 s., İzmir.
- Dayal, A. ve Özgenç, İ. 2000. Yenice yöresinde skarn oluşturan plutonik ve volkanik kayaların radyometrik yaşı (Çanakkale – Biga Yarımadası). Türkiye. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 296–297.
- Debon, F. and Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Royal Society of Edinburg, Earth Sciences, 73, 135-149.
- Delaloye, M. and Bingöl, E. 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. International Geology Review, 42, 241-268.
- Demirela, G. 2003. Orta Anadolu Bölgesi'nde demir (Fe) ve kurşun-çinko üreten skarn granitoidlerinin jeokimyasal karakterizasyonu ve farkları. Yüksek Lisans Tezi, Niğde Üniversitesi, 126 s., Niğde.
- Demirela, G., Kuşcu, İ., Yılmaz E. ve Saraç, C. 2005. Orta Anadolu Bölgesinde Yer Alan Fe-Skarn Granitoidlerinin Temel Jeokimyasal Özellikleri. Öztürk, H., Kahrıman, A. ve Hanılçı N. (eds) Türkiye Demir Yatakları Jeolojisi Madenciligi ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 142-165.
- Dickin, A.P. 1995. Radiogenic Isotope Geology, Cambridge University Press, 490 p., Cambridge.
- Doe, B. R. 1970. Lead Isotopes, Springer-Verlag, 137 p., New York.
- Doğan, B., Ünlü, T. ve Sayılı, İ. S. 1998. Kesikköprü (Bala - Ankara) demir yatağının kökenine bir yaklaşım. MTA Dergisi, 120, 1-33.



- Dubrule, O. 1998. Geostatistics in petroleum geology, The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), 210 p., Tulsa, Oklahoma, USA.
- Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids : Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Both, R.A., Walshe, J.L. and Ohmoto, H. 1988. Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: I. an example from the Rammelsberg orebody. *Econ Geol.*, 83, 443-449.
- Elkadi, A.S. and Huisman, M. 2002. 3D-GSIS geotechnical modelling of tunnel intersection in soft ground : the second Heinenoord tunnel, Netherlands. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 17, 363-369.
- Engin, T., Özkan, Y.Z., Sarı, R., Gedikoğlu, A. ve Özpeker, I. 2005. Biga Yarımadası (KB Anadolu) Metalojeni Haritası, Ankara.
- Ercan, T. 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 10, 117-137.
- Ercan, T. ve Türkecan, A. 1984. Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi. TJK Ketin Simpozyumu, 189-208, Ankara.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B. 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 121-136.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J. 1990. Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı. *MTA Derg.*, 110, 113-130.
- Faure, G. 1977. Principles of Isotope Geology, John Wiley & Sons, 464 p., New York.

- Fufa, G.L. 2004. Reliability or likelihood of geological or geotechnical models, Yüksek Lisans Tezi, ITC, 101 p., The Netherlands.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R. 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzouli, R., Peccerillo, A. and Villari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), Geological Society Special Publication, 17, 687-699.
- Genç, Ş.C. ve Altunkaynak, Ş. 2007. Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme. *Yerbilimleri*, 28(2), 75-98.
- Gill, J. B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, New York, 370 pp.
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course 31 Tulsa*, 199 pp.
- Gökçe, A. 1993. Hidrotermal maden yataklarının köken ve oluşum koşullarının araştırılmasında kararlı izotoplar jeokimyası incelemeleri ve Türkiye'den örnekler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 42, 89-101.
- Götzinger, M. A. and Papesch, W. 1989. Carbon and Oxygen Isotope Composition of Carbonates Accompanying Pb-Zn-Cu-As- and F-Mineralizations in Anisian Carbonates (Mid Triassic) in the Northern Calcareous Alps and the Drauzug, Austria). *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 11, 155-165.
- Gözler, Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş. 1984. Çanakkale Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu. MTA Derleme Rapor No: 7430, Balıkesir (yayımlanmamış).

- Gümüş, A. 1964. Contribution a l'étude géologique de secteur serpentinal de Kalabak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, MTA Enstitüsü Yayını, 117, 1-109.
- Hack, H.R.G.K. 1999. Modelling of geotechnical data for engineering geology: disaster or benefit? ITC Research Seminar, Enschede, The Netherlands.
- Hack, H.R.G.K. 2005. Inhomogeneity as main source of problems in engineering geology. Symposium "New developments in geospatial information handling for engineering geology". ITC, The Netherlands.
- Hack, H.R.G.K., Orlic, B., Özmutlu, S., Zhu, S. and Rengers, N. 2006. Three and more dimensional modelling in geo-engineering. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Springer Verlag, 65, 143-153.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., Hansen, R.D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Märten, A., Ishibashi, J, Czerwinski, S. and Blum, N. 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, 338, 496-499.
- Harris, N.B.W., Kelly, S. and Okay, A.İ. 1994. Post collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 214-252.
- Heinrich, C. A. and Neubauer, F. 2002. Cu-Au-Pb-Zn-Ag metallogeny of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride geodynamic province. *Mineralium Deposita*, 37, 533-540.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B., Jr., and Whitney, J. A. 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 1, 267 pp.
- Hoefs, J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. (3rd ed.). Springer-Verlag, 241 pp., Heidelberg.

- Houlding, S.W. 1992. The application of new 3D computer modelling techniques to mining, Turner, A.K.,(ed) Three- Dimensional Modelling with Geoscientific information systems. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Houlding, S.W. 1994. 3D Geo-science modelling, computer techniques for geotechnical characterization. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Hubberten, H.W. 1980. Sulfur isotope fractionation in the Pb-S, Cu-S and Ag-S systems. *Geochem J.*, 14, 177-184.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlbars, Y. 2005. Çanakkale-Altınoluk Pb-Zn Cevher Oluşumlarının Maden Jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, 85 s., Ankara.
- Kaaden, Van Der G. 1957. Çanakkale-Biga- Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik saha çalışmaları ve maden yatakları hakkında rapor, MTA Derleme Rapor No : 2661.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A. and Ece, Ö.I. 2008. Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 97, 1181-1200.
- Keith, J. D., Van Middelaar, W. T., Clark, A. H. and Hotgson, C. J. 1989. Granitoid textures, compositions and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits. In *Ore Deposition associated with magmas* (J.M.Robertson, ed.). *Reviews Econ. Geol.*, 4, 235-250.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M. and Kastner, M. 1983. Sulfur isotope systematics at the 21°N site, East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 91–100.
- Kelk, B. 1992. 3D- Modelling with geoscientific information systems: the Problem, in Turner, A.K., [ed] Three- dimensional modelling with geo-scientific information systems. Kluwer Academic Publishers, 29-37, Dordrecht, The Netherlands.

- Kesler, S. E., Cumming, G. L., Krstic, D. and Appold, M. S. 1994. Lead isotope geochemistry of Mississippi Valley-type deposits of the southern Appalachians. *Economic Geology*, 89, 307-321.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Bül.*, 66, 23-34, Ankara.
- Krushensky, R.D. 1976. Neogene calcalkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, north-west Anatolia. *Bull. Volcan.*, 40, 336-360.
- Krushensky, R.D., Akçay, Y. and Karaege, E. 1971. Geology of an area east of Edremit, Biga Peninsula, NW Turkey. *US Geological Survey of Professional Paper*, p.132.
- Kuşcu, İ., Gençaliolu-Kuşcu, G. and Erler, A. 2001. Geochemical signatures of granitoids associated with skarns in Central Anatolia, *Int. Geol. Review*, 43, 722-736.
- Kuşcu, İ., Gençaliolu-Kuşcu, G., Meinert, L. D. and Floyd, P. A. 2002a. Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids, *Journal of Geochm. Expl.*, 76, 175-194.
- Kuşcu, İ., Gençaliolu-Kuşcu, G., Saraç, C. ve Meinert, L. D. 2002b. Jeokimyasal karakterizasyon çalışmalarında faktör analizi yönteminin kullanımı: Çelebi granitoyidi ve Karamadazı granitoyidi. *Türkiye Jeol. Bült.*, 45, 111-125.
- Kwak, T. A. P. and White, A. J. R. 1982. Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids. *Mining Geol.*, 32, 339-351.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Lightfoot, P. C., Hawkesworth, C. J., Hergt, J., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Fedorenko, V. A. and Doherty, W. 1993. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume; major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-

isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia.

Loudon, T.V. 2000. Geoscience after IT: a view of the conventional geosciences information system. *Comp Geosci.*, 26, A75–A85.

Ludwig, K. R. 1989. Isotopic constraints on the genesis of base-metal ores in southern and central Sardinia, *Eur. J. Mineral.*, 1, 657-666.

Mallet, J. L. 1992. GOCAD: A computer aided design program for geological applications, in Turner, A.K., [ed] *Three- Dimensional Modelling with Geoscientific information systems*. Kluwer Academic Publishers, 123-141, Dordrecht, The Netherlands.

Marchev, P., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C. A., Ovtcharova, M., von Quadt, A. and Raicheva, R. 2005. Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: the Rhodope massif of Bulgaria and Greece. *Ore Geol. Rev.*, 27, 53-89.

Meinert, L. D. 1983. Variability of skarn deposits-guides to exploration : in Boardman, S.J., (ed.), *Revolution in the Earth Sciences*. Kendall-Hunt Publishing Co., 301-316.

Meinert, L. D. 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. *Econ. Geol.*, 79, 869-882.

Meinert, L. D. 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145-162.

Meinert, L. D. 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits: in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (eds.) *Geol. Assoc. Can. Sp. Paper*, 40, 569-583.

Meinert, L. D. 1995. Compositional variations of igneous rocks associated with skarn deposits chemical evidence for a genetic connections between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson, Editor, *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*

- Mineralogical Association of Canada, Short Course Series vol. 23, J.L. Jambor, Victoria, British Columbia, 401–419.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth- Science Reviews*, 37, 215-224.
- Morrison, G. W. 1980. Stratigraphic control of Cu-Fe skarn ore distribution and genesis at Craigmont, British Columbia. *CIM Bull.*, 73, 109-123.
- Morrison, G. W. 1981. Setting and origin of skarn deposits in the Whitehorse Copper Belt, Yukon. *Doktora Tezi, Univ. Western Ontario*, London.
- Muchez, P., Heijlen, W., Banks, D., Blundell, D., Boni, M. and Grandia, F. 2005. 7: Extensional tectonics and the timing and formation of basin-hosted deposits in Europe. *Ore Geol. Rev.*, 27, 241-267.
- Naldrett, A.J. 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt. *Econ. Geol.*, 87, 1945-1962.
- Naylor, H., Turner, P., Vaughan, D.J., Boyce, A.J. and Fallick, A.E. 1989. Genetic studies of red bed mineralisation in the Triassic of the Cheshire basin, northwest England. *Geol. Soc. Lond.*, 146, 685-699.
- Newberry, R. J. 1987. Use of intrusive and calc-silicate compositional data to distinguish contrasting skarn types in the Darwin polymetallic skarn district, California, USA. *Mineral. Deposita*, 22, 207-215.
- Nicolescu, D., Cornell, D. H. and Bojar, A. N. 1999. Age and tectonic setting of the Bocsă and Ocna de Fier-Dognecea granodiorites (south-west Romania) and of associated skarn mineralization. *Miner. Deposita*, 54, 743-753.
- Norton, D. and Cathles, L. M. 1979. Thermal aspects of ore deposition. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. (H.L. Barnes, ed.). John Willey & Sons, 611-631.

- Nzegge, O.M. and Satir, M. 2007. Geochronology of the basement of the Central Pontides, NW Turkey: a confirmation of Eurasian origin. *Geophys. Res. Abst.* 9, 08626 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-08626).
- Ohmoto, H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 67, 551-578.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Rev. Mineral*, 16, 185-225.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed). J Wiley and Sons, 509-567.
- Ohmoto, H. and Lasaga, A.C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim Cosmochim Acta*, 46, 1727-1745.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed) J Wiley and Sons, 517-611.
- Okay, A.İ. 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 17, 455-466.
- Okay, A.İ. 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. Tectonic evolution of the Tethyan region, Şengör A.M.C. (ed), 109-115.
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K.A. 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, 2/1, 83-121, Ankara.
- Okay, A.İ., Siyako, M. and Bürkan, K.A. 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul, Special Issue on Tectonics*, 44, 191-256.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz S. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin & M. Harrison), Cambridge University Press, 420-441.



- Okay, A.İ. and Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society London, Special Publication, 156, 475-515.
- Okay, A.I. and Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay, A.I., Monod, O. and Monié, P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Okay, A.İ., Satır, M. and Siebel, W. 2006. Pre-Alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society London, Memoirs, 32, 389–405.
- Okay, A.İ., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. and Cosmas, K.S. 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461, 252-264.
- Orgün, Y., Gültekin, A.H. and Önal, A. 2005. Geology, mineralogy and fluid inclusion data from the Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag deposit, Çanakkale, Turkey. *Journal of Earth Sciences*, 25, 629-642.
- Orlic, B. and Hack, H.R.G.K. 1994. Three-dimensional modelling in engineering geology. 7th International IAEG Congress, Lisbon. Publ. Balkema, Rotterdam. 4693-4699.

- Orlic, B. and Rösingh, J.W. 1994. Application of Geomodelling for Marine Nearshore Civil engineering projects, Seminar Report Three-Dimensional GIS:future developments, Sides, E. and Hack, R. (eds). ITC, Delft.
- Öngen, S. 1982. Yenice (Çanakkale) granitoidlerinin ve yan kayaçlarının petrolojisi, İ.Ü. Doçentlik Tezi, 234 s., İstanbul.
- Öngür, T. 1973. Çanakkale-Tuzla yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Derleme Rapor No : 5510, Ankara (yayımlanmamış).
- Özmutlu, S., Hack, H.R.G.K., Rooij C. de and Putten R. van der. 1998. 3D Modelling aspects of soft ground for tunnelling with TBM. Proc. 3D Modelling of Natural Objects: A Challenge for the 2000's. 4-5 June. Nancy, France.
- Özmutlu, S. and Hack, R. 2001. Subsurface engineering problems and 3D modeling systems: applications and requirements. European Science Foundation (ESF) Conference, Spa, Belgium, 7–12 July. Springer, Berlin Heidelberg.
- Özmutlu, S. and Hack, R. 2003. 3D modelling system for ground engineering. In: Subsurface Conditions. Characterization of the Shallow Subsurface Implications for Urban Infrastructure and Environmental Assessment Eds. M.S. Rosenbaum, A.K. Turner, Lecture Notes in Earth Sciences 99, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Paktunc, A.D. 1990. Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. Ore Geol. Reviews, 5, 211-222.
- Pearce, J.A. 1983. Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.). Shiva Publishing, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.

- Pecerillo, R. and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Pehlivan, A.N. ve Çetin, A. 1997. Edremit (Balıkesir) Ezine-Bayramiç-Yenice (Çanakkale) çevresinin altın ağırlıklı polimetal ve ağır mineral çalışmaları raporu. MTA Derleme Rap. No : 10061, Ankara (yayımlanmamış).
- Piccoli, P. M. And Candela, P. A. 1994. Titanite microchemistry and the interpretation of magmatic and hydrothermal processes in granitic systems. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 26, 499.
- Pickett, E.A., Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: a Palaeotethyan accretionary complex. In: Erler, A., Ercan, T., Büng, L, E. and Örcen, S. (eds), *Geology of the Black Sea Region. Proceedings of an International Symposium on the Geology of the Black Sea region, September 7-11, 1992, Ankara, Turkey. Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers*, 11-18.
- Radelli, L. 1970. La nappe de Balya la zone plis Egéenne et extension de la zone du Vardar en Turquie occidentale. *Géologie Alpine*, 46, 169-175.
- Rahman, K.M. 2007. Settlement prediction on the basis of a 3D subsurface model (Case study: Reeuwijk area, the Netherlands). Yüksek Lisans Tezi, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, 89 p., Enschede, The Netherlands.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Etlinger, A. D. 1995. The distributuon of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Econ. Geol.*, 90, 920-937.
- Rengers, N., Hack, R., Huisman, M., Slob S. and Zigterman, W. 2002. Information technology applied to Engineering Geology. In: van Rooy, J. L. and Jermy, C. A. [ed] *Engineering Geology for Developing Countries - Proceedings of 9th*

Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Durban, South Africa, 16 – 20 September 2002, 121-143.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. and Dixon, J.E. 2004. Testing models of Late Paleozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of Geological Society London*, 161, 501-511.

Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, 352 p., UK.

Rye, R.O. and Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Econ. Geol.*, 69, 826-842.

Sakai, H. 1968. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.*, 2, 29-49.

Saner, S. 1978. The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities. *Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri*, 95-115.

Sawkins, F. J. 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*, 2nd ed. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, London, Paris, Hong Kong: Springer-Verlag. 461 p.

Sayılı, İ.S. 2000. Genetic connections between petrology of the Uludağ granitoid and W-skarn mineralization. *IIESCA 2000*, p. 148.

Seal, R. R. II. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1), 633-677.

Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, 488 p., New York.

- Shimazaki, H. 1980. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Econ. Geol.*, 75, 173-183.
- Shimazaki, H. and Yamamoto, M. 1979. Sulfur isotope ratios of some Japanese skarn deposits, *Geochemical Journal*, 13, 261-268.
- Sides, E. J. 1994. Are 3D GISs A Step Backwards for the Science of Geology, In: Sides, E. and Hack, R. [eds], *Seminar Report Three-Dimensional GIS : future developments*, ITC , Delft.
- Sims, D.L. 1992. Application of 3D geoscientific modelling for hydrocarbon exploration. In: Turner, A.K., (ed) *Three- Dimensional Modelling with Geoscientific information systems*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Smith, M.L. 1999. *Geologic & mine modelling using Techbase and Lynx*. Taylor & Francis, 436 p., UK.
- Stacey, J. S. and Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stanton, R. L. 1987. Constitutional features and some exploration implications of three zinc-bearing stratiform skarns of eastern Australia. *Trans. Inst. Mining Metall., Section B. Applied Earth Sci.*, 96, B37-B57.
- Streckeisen, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240.
- Sun, S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry, (eds.), *Geological Society Special Publications*, 42, 313-345.
- Szaran, J. 1996. Experimental investigation of sulphur isotopic fractionation between dissolved and gaseous H<sub>2</sub>S. *Chem Geol.*, 127, 223-228.

- Şengör, A.M.C. 1984. Türkiye tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. TJK Ketin Simpozyumu, 37-61, Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tatsumoto, M., Knight, R. J. and Allegre, C. J. 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180, 1279-1283.
- Taylor, B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: stable isotope geochemistry of low-temperature fluids. Short Course Min Ass Canada, 13, 337-445.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. 1985. The continental crust: It's composition and evolution, Oxford, Blackwell Scientific, 32 p., UK.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. and Schwartz, W.H. 2004. Aluminous granulites from the Pular Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos*, 72, 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W.H., Dokuz, A. and Meyer, H.P. 2007. Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *Int. J. Earth Sci.*, 96, 861-873.
- Tosdal, R., M. 2001. Sulfide Pb isotope from ore deposits and prospects in Turkey and Iran: Comments and observations prepared for Cominco Ltd, (not published).
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L. and Bouse, R. M. 1999. Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes, application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration, *Reviews in Economic Geology*, 12, 1-28.
- Tufan, A. E. 1993. Karaydın Köyü (Yenice-Çanakkale) çevresinin jeolojik ve petrografik özellikleri ile kurşun-çinko zuhurlarının jenetik incelemesi. Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, 158 s., Konya.

- Turner, A. K. 1989. The role of three-dimensional geographic information systems in subsurface characterization for hydrogeological application, In: Raper J.F.,[ed], Three Dimensional Applications in Geographic Information System, Taylor and Francis, 115-129, London.
- Turner, A. K. 1992. Three- Dimensional modelling with geo-scientific information systems, Kluwer Academic Publishers, 468 p., Dordrecht, The Netherlands.
- Ünlü, T. 1983. Sivas, Divriği-Akdağ; Gürün-Otlukilise; Erzincan, Kemaliye, Bizmişen-Çaltı, Kurudere ve Adıyaman, Çelikhan-Bulam demir yatakları hakkında görüşler. MTA Maden Etüd Dairesi, Rap. No. 1901, Ankara (yayımlanmamış).
- Ünlü, T. ve Stendall, H. 1989. Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye. Türkiye Jeoloji Bülteni, 432, 21-37.
- Van Dijk, M. J., Rientjes, T.H.M. and Boekelman, R.H. 1999. Interpolation schemes, In: GIS for environmental monitoring (ed.) H.-P. Bähr and T. Vögtle. Stuttgart, Schweizerbart, 183 - 189.
- Veldkamp, J.G., Hack, H.R.G.K., Özmutlu, S., Hendriks M.A.N., Kronieger, R. and Van Deen, J.K. 2001. Combination of 3D-GIS and FEM modelling of the 2nd Heinenoord Tunnel, The Netherlands Proc. Int. Symp. Engineering geological problems of urban areas, EngGeolCity, Ekaterinburg, Russia.
- Watanabe, Y., Murakami, H., Cengiz, İ., Sarı, R., Küçükefe, Ş. and Yıldırım S. 2003. Study on hydrothermal deposits and metallogeny in western Turkey. MTA Derleme Rap. No : 10614, Ankara.
- Yaltrak C. ve Okay, A.İ. 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi. İTÜ Dergisi, 3/1, 67-79.
- Yenigül, N. B. 2000. Comperative settlement analysis by using 3D GIS and 2D FEM approach. Yüksek Lisans Tezi, ITC, 118 p., The Netherlands.

- Yücelay, M.A. 1971. Çanakkale-Yenice, Karaköy-Arapuçandere Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin jeolojik çalışması. MTA Derleme Rapor No : 4688, Ankara (yayımlanmamış).
- Yücelay, M.A. 1975. Çanakkale ili, Yenice ilçesi, Kalkım bucağı, Karaaydın köyü simli kurşun Pb-Zn cevherleşmesine ait jeolojik rapor. MTA Derleme Rap. No : 5616, Ankara (yayımlanmamış).
- Yücelay, M.A. 1976. Çanakkale-Kalkım-Handeresi Pb-Zn-Cu bölgesinin etüdü. MTA Derleme Rapor No : 5720, Ankara (yayımlanmamış).
- Zharikov, V. A. 1970. Skarn part I, II and III. *Int. Geol.Rev.*, 12, 541-559, 619-647, 760-775.
- Zhu, S., Hack, R., Turner, A. K. and Hale, M. 2003. How far will uncertainty of the subsurface limit the sustainability planning of the subsurface? *Proc. Sustainable Development & Management of the Subsurface (SDMS) Conference*, 5-7 Nov 2003, Utrecht, Netherlands. publ. Delft Cluster, Delft, Netherlands, 203-210.
- Zimmermann, J.L., Saupe, F., Öngen, S. and Anıl, M. 1989. Oligocene-Miocene K-Ar ages of the quartz-monzonite stocks from Nevruz-Çakıroba (Yenice, Çanakkale, Northwest Turkey). *Fifth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG V)*, Terra Cognito, 354-355.



## **EKLER**

EK 1 Handeresi Yol Üstü (HDYU) ve Dere Kenarı (HDK) galerisi jeoloji haritaları

EK 2 Bakır Baca ve Yarma Galerisi jeoloji haritaları

EK 3 Bağırkaç (Desandre) Galerisi jeoloji haritası

EK 4 Menderes Galerisi jeoloji haritası

EK 5 Alibey (Elmaağaç) Galerisi jeoloji haritası

EK 6 Fırıncık dere Galerisi jeoloji haritası

EK 7 ICP-MS ve ICP-ES Analizlerinin Dedeksiyon Limitleri

EK 8 Cevherli kayaçların ana oksit değerleri

EK 9 Metamorfik kayaçların ana oksit değerleri

EK 10 Cevherli kayaçların eser element değerleri

EK 11 Metamorfik kayaçların eser element değerleri

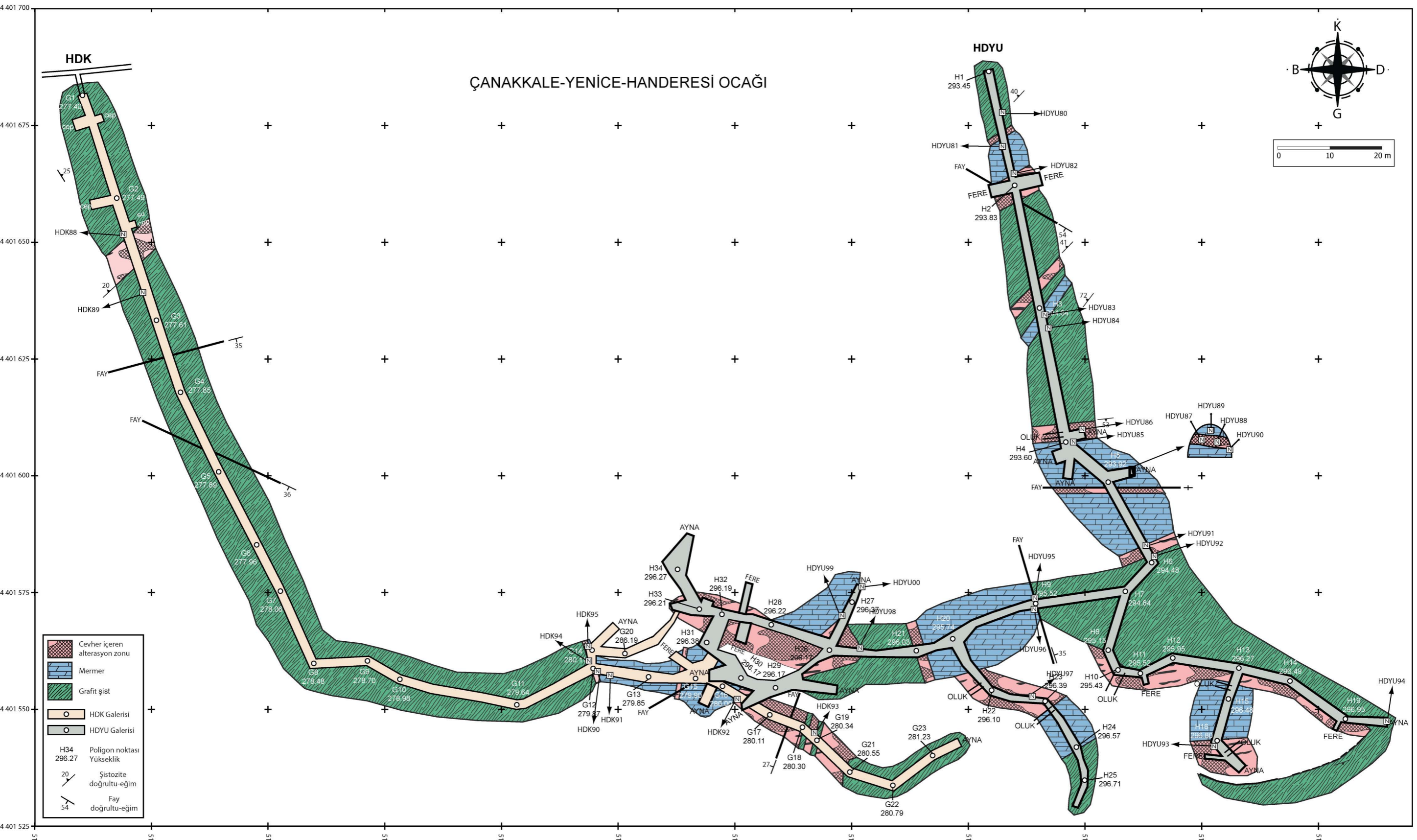
EK 12 Cevherli kayaçların nadir toprak element değerleri

EK 13 Metamorfik kayaçların nadir toprak element değerleri

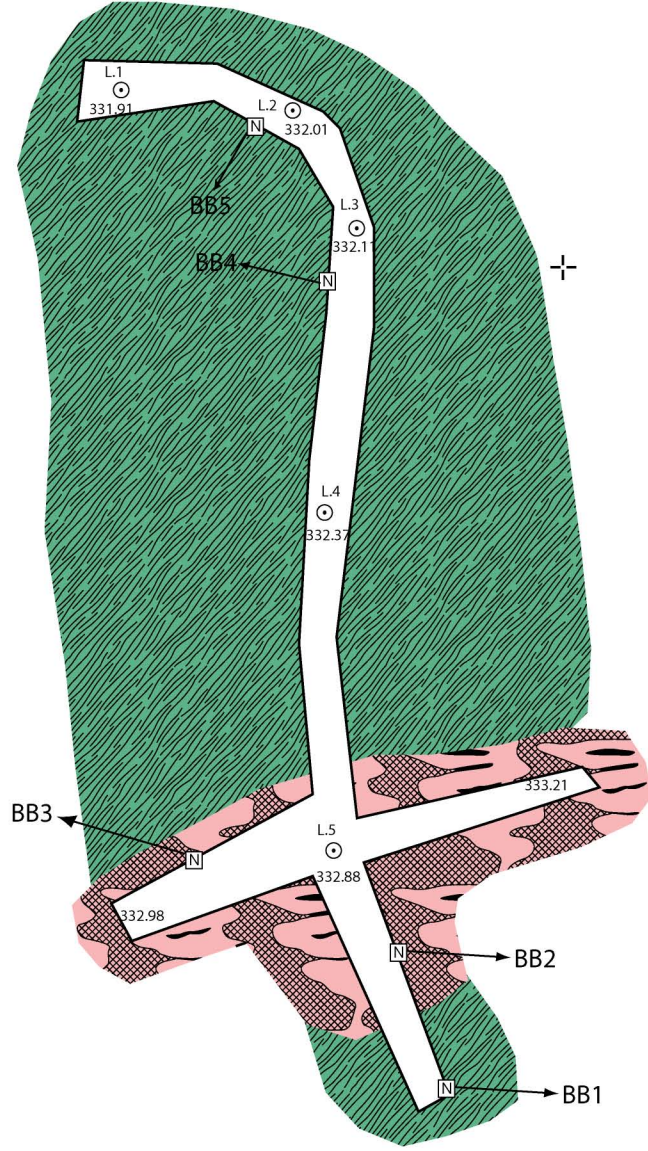
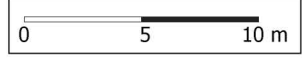
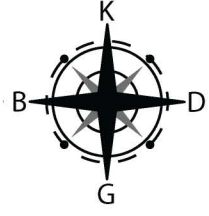
EK 14 Eybek plütonuna ait jeokimyasal analiz sonuçları

EK 15 Eybek plütonuna ait jeokimyasal analiz sonuçları (Genç ve Altunkaynak  
2007'den alınmıştır)

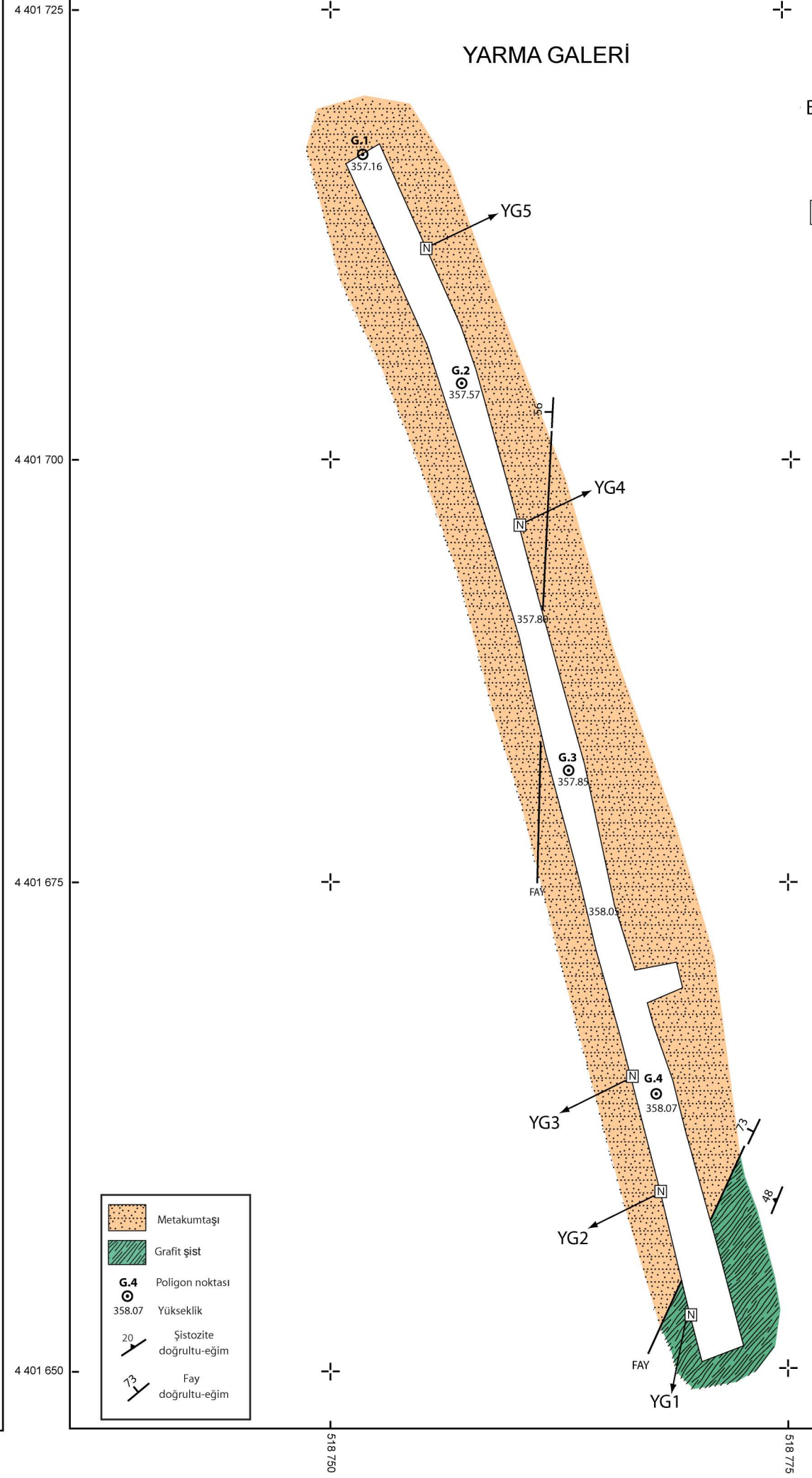
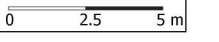
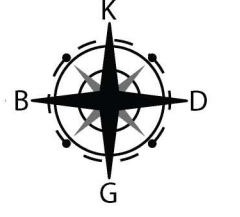
EK 16 Kalkım volkanitlerine ait jeokimyasal analiz sonuçları

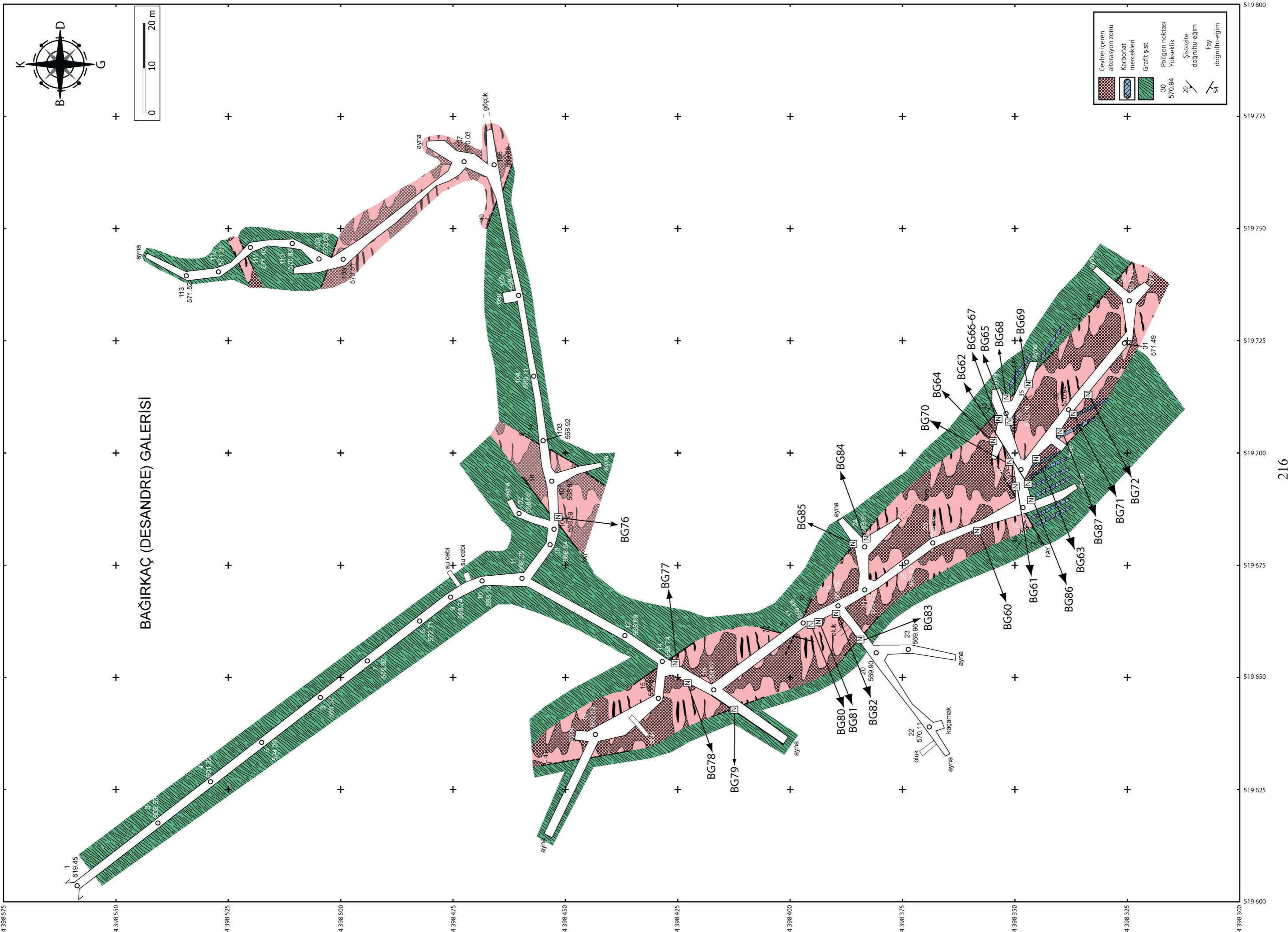


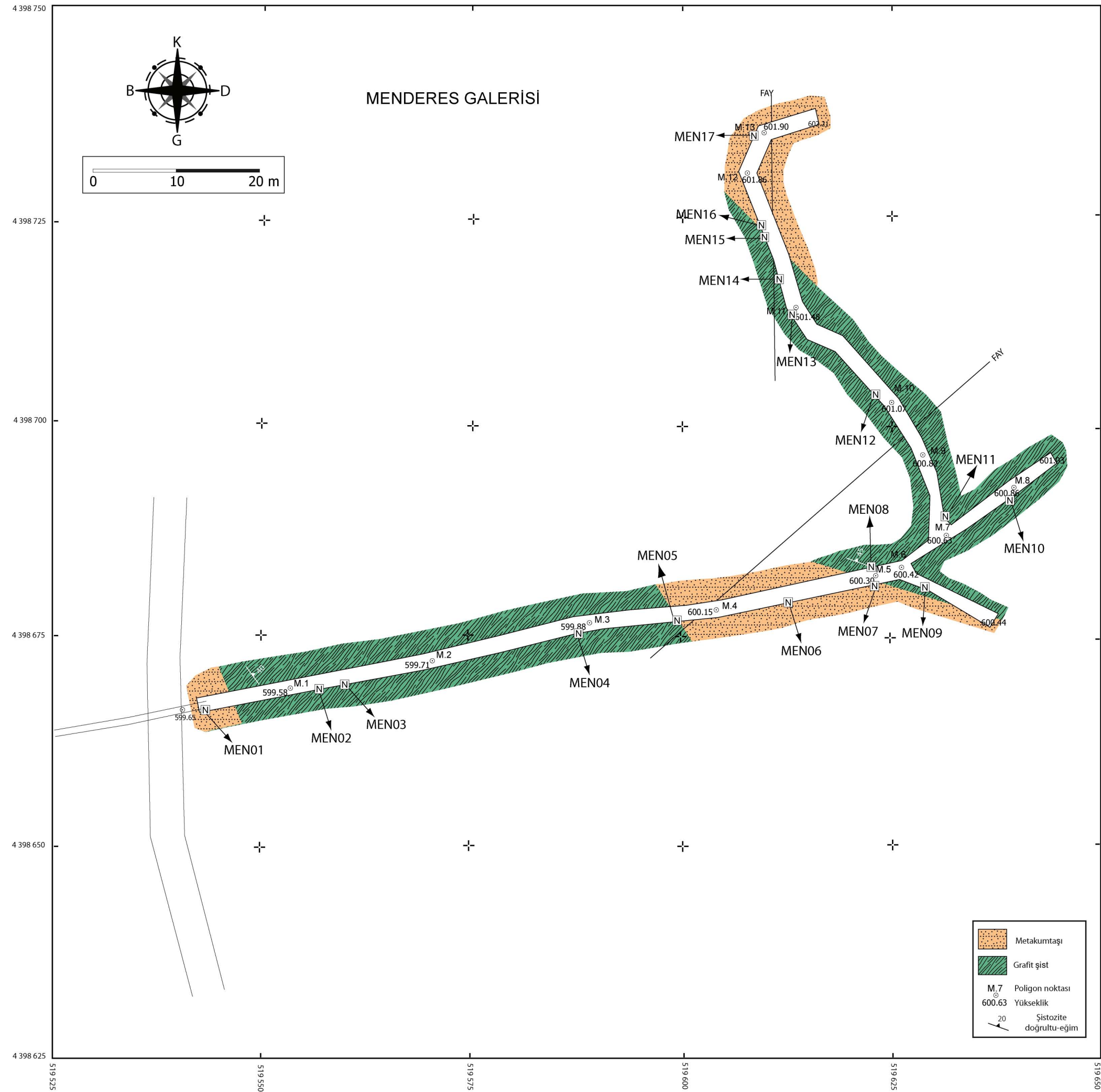
BAKIR BACA

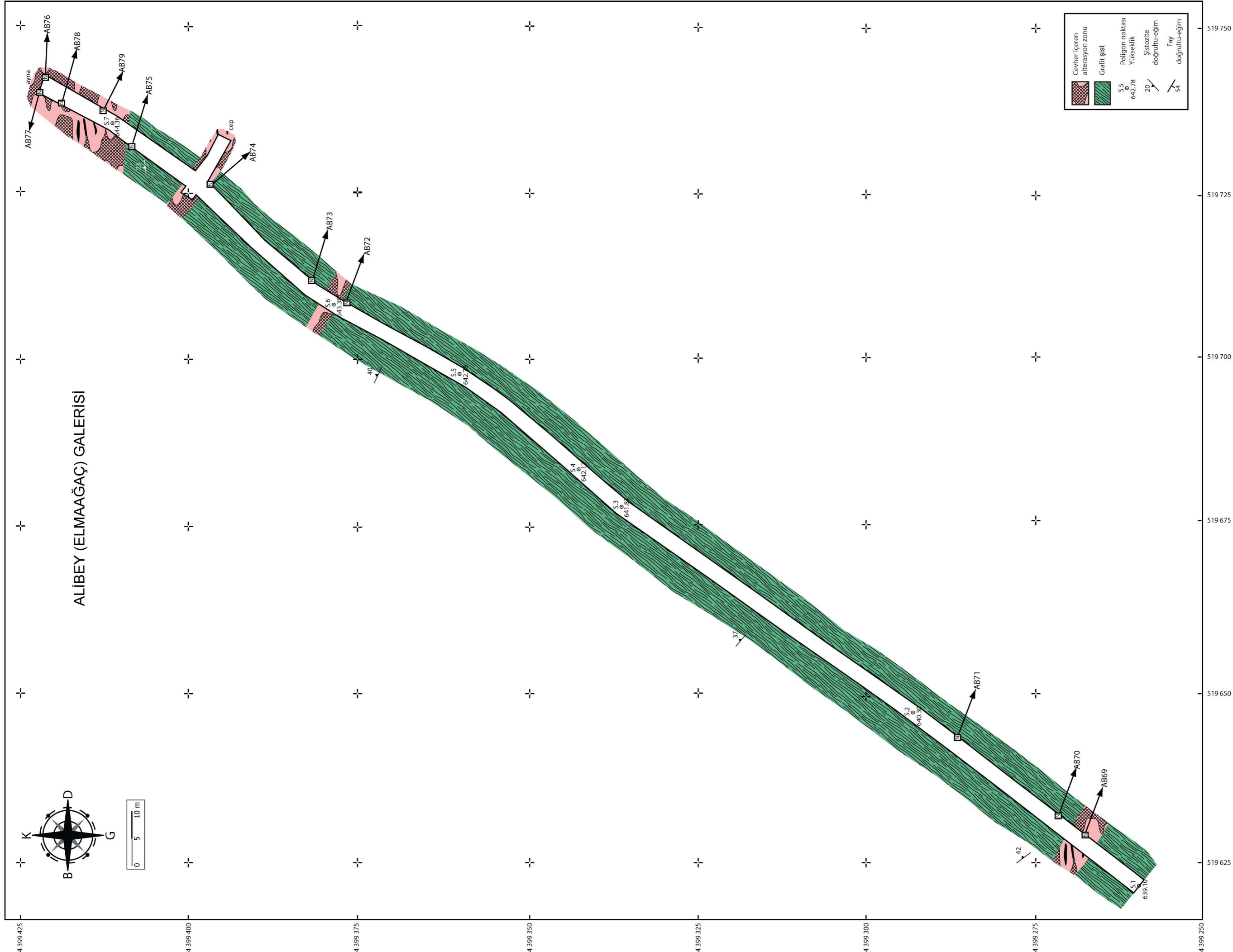


YARMA GALERİ











## EK 7 ICP-MS ve ICP-ES Analizlerinin Dedeksiyon Limitleri

	Alt Limit	Üst Limit
SiO <sub>2</sub>	%0.01	%100
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%0.01	%100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%0.04	%100
CaO	%0.01	%100
MgO	%0.01	%100
Na <sub>2</sub> O	%0.01	%100
K <sub>2</sub> O	%0.01	%100
MnO	%0.01	%100
TiO <sub>2</sub>	%0.01	%100
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%0.01	%100
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%0.002	%100
Ba	5 ppm	%100
At.Kayıp	%0.1	%100
C	%0.01	%100
S	%0.02	%100
Au	0.5 ppb	100 ppm
Ag	0.1 ppm	100 ppm
As	1 ppm	10000 ppm
Ba	1 ppm	50000 ppm
Be	1 ppm	10000 ppm
Bi	0.1 ppm	2000 ppm
Cd	0.1 ppm	2000 ppm
Co	0.2 ppm	10000 ppm
Cs	0.1 ppm	10000 ppm
Cu	0.1 ppm	10000 ppm
Ga	0.5 ppm	10000 ppm
Hf	0.1 ppm	10000 ppm
Hg	0.1 ppm	100 ppm
Mo	0.1 ppm	2000 ppm
Nb	0.1 ppm	50000 ppm
Ni	0.1 ppm	10000 ppm
Pb	0.1 ppm	10000 ppm
Rb	0.1 ppm	10000 ppm
Sb	0.1 ppm	2000 ppm
Sc	1 ppm	10000 ppm
Se	0.5 ppm	100 ppm
Sn	1 ppm	10000 ppm
Sr	0.5 ppm	50000 ppm
Ta	0.1 ppm	50000 ppm
Th	0.2 ppm	10000 ppm
Tl	0.1 ppm	1000 ppm
U	0.1 ppm	10000 ppm
V	8 ppm	10000 ppm
W	0.5 ppm	10000 ppm
Y	0.1 ppm	50000 ppm
Zn	1 ppm	10000 ppm
Zr	0.1 ppm	50000 ppm
La	0.1 ppm	50000 ppm
Ce	0.1 ppm	50000 ppm
Pr	0.02 ppm	10000 ppm
Nd	0.3 ppm	10000 ppm
Sm	0.05 ppm	10000 ppm
Eu	0.02 ppm	10000 ppm
Gd	0.05 ppm	10000 ppm
Tb	0.01 ppm	10000 ppm
Dy	0.05 ppm	10000 ppm
Ho	0.02 ppm	10000 ppm
Er	0.03 ppm	10000 ppm
Tm	0.01 ppm	10000 ppm
Yb	0.05 ppm	10000 ppm
Lu	0.01 ppm	10000 ppm



EK 8 Cevherli kayaçların ana oksit değerleri

HANDERESİ BÖLGESİ										
		HDK-90	HDK-92	HDK-95	HDYU-86	HDYU-87	HDYU-91	HDYU-95	HDYU-00	BB3
SiO <sub>2</sub>	%	29.56	41.73	56.97	45.43	54.59	42.48	37.61	41.99	60.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.53	0.25	0.95	0.30	0.58	0.15	0.16	3.21	0.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	13.25	8.77	6.20	12.82	11.84	10.36	6.38	15.40	10.74
MgO	%	2.05	2.47	26.62	2.17	2.46	1.68	1.61	4.77	4.38
CaO	%	23.36	19.96	1.79	21.39	18.69	20.13	19.98	25.41	13.80
Na <sub>2</sub> O	%	<0.01	0.04	0.02	0.09	0.05	0.06	0.01	0.03	0.05
K <sub>2</sub> O	%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO <sub>2</sub>	%	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.14	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.04	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.02
MnO	%	7.16	14.92	0.09	12.86	8.02	14.34	5.53	3.19	2.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	<0.002	<0.002	0.297	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	<0.002
At.Kay.	%	8.9	3.9	6.2	2.6	3.0	2.4	16.8	4.1	4.0
Toplam	%	84.91	92.11	99.31	97.67	99.30	91.59	88.05	98.25	96.36
BAĞIRKAÇ BÖLGESİ										
		AB69	AB72	AB74	AB76	BG64	BG71	BG72	BG76	BG82
SiO <sub>2</sub>	%	33.75	59.73	62.18	52.87	38.62	24.25	24.71	33.83	47.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	9.41	2.51	6.73	7.94	3.37	0.50	7.70	0.30	6.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	8.75	9.25	6.44	7.73	16.42	7.11	8.96	11.76	11.15
MgO	%	3.37	3.18	2.20	3.79	3.76	1.15	1.68	3.98	5.48
CaO	%	23.45	15.46	11.74	17.94	22.06	25.31	13.35	14.45	13.82
Na <sub>2</sub> O	%	1.18	0.06	0.13	0.02	0.04	0.02	<0.01	0.05	0.03
K <sub>2</sub> O	%	0.11	<0.01	0.49	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO <sub>2</sub>	%	0.39	0.09	0.30	0.21	0.08	<0.01	0.20	0.04	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.05	0.09	0.05	0.08	0.04	0.04	0.07	0.04	0.07
MnO	%	1.31	2.67	1.81	1.32	2.66	1.91	0.76	3.61	1.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.007	0.002	0.008	0.004	0.002	<0.002	0.003	<0.002	0.066
At.Kay.	%	14.3	4.1	5.6	6.9	3.3	13.3	0.7	4.4	5.0
Toplam	%	96.13	97.18	97.67	98.85	90.40	73.56	58.14	72.44	90.53
FIRINCIKDERE BÖLGESİ										
		FD3	FD4	FD6	FD11	FD16				
SiO <sub>2</sub>	%	61.95	61.70	30.00	50.96	24.46				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	14.45	4.49	0.87	4.61	4.37				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	4.14	3.60	3.55	7.28	11.77				
MgO	%	1.11	1.30	0.07	2.28	3.29				
CaO	%	6.45	14.90	2.15	7.95	11.73				
Na <sub>2</sub> O	%	1.72	0.28	<0.01	0.03	<0.01				
K <sub>2</sub> O	%	5.88	0.84	<0.01	0.06	<0.01				
TiO <sub>2</sub>	%	0.86	0.13	0.05	0.23	0.17				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.17	0.02	0.03	0.07	0.08				
MnO	%	0.26	0.94	0.18	1.11	0.82				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.012	0.002	<0.002	<0.002	0.004				
At.Kay.	%	2.5	9.4	11.4	4.2	11.3				
Toplam	%	99.55	97.65	48.28	78.81	67.97				

EK 9 Metamorfik kayaların ana oksit değerleri

HANDERESİ BÖLGESİ										
	HDYU-80	HDYU-84	HDYU-94	HDK-93	BB1	HDYU-85	HDK-88	YG3	YG4	YG5
	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Mermer	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.
SiO <sub>2</sub>	% 65.84	31.95	49.28	40.62	63.83	0.28	79.80	81.21	58.49	78.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 12.09	13.25	17.51	13.44	15.62	0.14	9.57	9.59	18.20	9.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 6.57	7.85	10.06	8.59	5.99	<0.04	2.95	2.04	3.68	2.40
MgO	% 0.23	3.58	7.71	4.29	2.41	0.42	0.86	0.49	0.24	0.60
CaO	% <11.28	25.59	2.89	19.66	1.58	57.19	0.47	0.95	6.94	1.29
Na <sub>2</sub> O	% <0.02	<0.01	<4.85	<0.05	<3.64	<0.01	1.78	0.10	4.77	1.69
K <sub>2</sub> O	% 0.19	<0.07	0.95	0.90	2.14	<0.01	1.80	3.02	2.62	2.86
TiO <sub>2</sub>	% 0.66	<0.64	1.11	<0.61	0.66	0.01	0.50	0.21	0.40	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% 0.14	0.12	0.10	0.13	0.15	<0.01	0.08	0.04	0.10	0.05
MnO	% <0.380	<1.900	0.330	<2.430	<0.110	0.10	0.04	0.04	0.16	0.22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	<0.002	0.007	<0.002	0.003	<0.002
At.Kay.	% 2.30	14.70	4.90	8.90	3.60	41.8	2.0	2.2	4.2	1.7
Toplam	% 99.66	99.76	99.72	99.67	99.77	99.92	99.82	99.85	99.81	99.74
BAĞIRKAÇ BÖLGESİ					FIRINCIKDERE BÖLGESİ					
	BG63	BG77	FD1	FD5	FD12	FD13	FD20	FD8		
	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Meta kmt.		
SiO <sub>2</sub>	% 38.93	68.32	61.23	65.83	45.52	45.76	56.44	57.80		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 15.07	2.73	19.02	14.05	14.02	13.88	9.61	13.67		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 9.29	6.96	6.65	4.27	10.38	14.40	4.27	10.36		
MgO	% 3.45	3.82	1.69	1.55	6.16	5.28	1.44	3.70		
CaO	% 17.74	13.03	0.62	3.46	12.29	8.64	13.15	3.87		
Na <sub>2</sub> O	% 2.05	0.04	3.96	1.45	2.38	1.90	2.09	1.63		
K <sub>2</sub> O	% 0.21	<0.01	2.36	5.05	0.88	0.65	1.23	2.14		
TiO <sub>2</sub>	% 0.88	0.07	0.66	0.56	1.90	2.62	0.34	1.16		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% 0.05	0.05	0.11	0.08	0.31	0.39	0.10	0.22		
MnO	% 0.95	0.93	0.10	0.18	0.39	0.50	0.15	0.75		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% 0.042	<0.002	0.007	0.007	0.049	0.003	0.006	0.009		
At.Kay.	% 11.1	3.8	3.4	3.1	5.4	5.5	10.9	4.3		
Toplam	% 99.75	99.78	99.84	99.58	99.66	99.58	99.76	99.63		

EK 10 Cevherli kayaçların eser element değerleri

HANDERESİ BÖLGESİ										
		HDK-90	HDK-92	HDK-95	HDYU-86	HDYU-87	HDYU-91	HDYU-95	HDYU-00	BB3
V	ppm	38	<8	34	12	18	15	9	40	<8
Co	ppm	112.2	67.6	79.3	65.2	79.2	65.0	50.3	49.4	261.1
Ni	ppm	4.4	0.1	1056.6	0.6	3.2	<0.1	5.4	3.8	8.0
Sn	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	ppm	144.3	60.0	15.7	45.8	264.8	42.8	86.0	117.1	665.9
Mo	ppm	0.3	0.4	<0.1	0.2	0.3	0.1	10.6	0.2	0.2
Cu	ppm	273.5	27.8	397.1	44.7	12.7	115.3	57.4	9.3	>10000
Pb	ppm	>10000	>10000	2265.9	>10000	2617.3	>10000	>10000	>10000	9417.2
Zn	ppm	>10000	>10000	10	4988	2627	>10000	4824	604	61
Cd	ppm	224.4	168.8	0.2	22.0	11.6	185.4	27.7	3.6	1.0
As	ppm	289.9	26.1	1059.4	10.7	106.6	16.8	5.4	37.8	<0.5
Sb	ppm	4.9	4.2	0.5	8.1	4.3	7.7	8.9	1.6	1.2
Bi	ppm	1.3	<0.1	0.7	<0.1	0.5	0.6	6.6	64.0	83.7
Hg	ppm	0.09	0.04	0.01	<0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	<0.01
Au	ppb	7.4	3.9	2.8	4.7	<0.5	21.9	8.5	6.5	12.9
Ag	ppm	5.5	3.2	1.3	2.2	0.4	5.0	20.6	27.5	42.0
Se	ppm	23.1	10.0	2.1	5.4	5.6	7.5	39.0	63.8	>100.0
Ba	ppm	13	7	<1	4	1	2	8	4	2
Rb	ppm	1.2	0.4	0.2	0.6	0.2	0.5	0.7	0.1	0.1
Sr	ppm	189.7	179.5	30.2	92.8	63.1	64.4	590.1	82.3	53.4
Cs	ppm	3.4	1.7	0.2	1.7	0.4	1.7	1.8	0.2	0.1
Ga	ppm	7.4	8.6	1.6	8.3	6.6	9.3	5.5	7.4	2.2
Ta	ppm	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1
Nb	ppm	0.5	0.3	0.1	0.3	0.4	<0.1	<0.1	3.4	0.4
Hf	ppm	0.4	<0.1	<0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.1
Zr	ppm	3.6	2.5	1.7	5.8	3.6	1.8	1.3	21.1	3.4
Y	ppm	1.8	1.4	0.7	1.2	1.2	0.5	0.6	15.4	6.3
Th	ppm	0.2	0.2	<0.2	0.2	0.4	<0.2	<0.2	3.9	0.6
U	ppm	0.3	0.4	<0.1	0.8	0.5	0.4	0.3	0.7	0.2
Sc	ppm	<1	<1	6	<1	<1	<1	<1	4	<1
Be	ppm	6	1	<1	2	3	<1	3	2	2
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1

EK 10 Cevherli kayaçların eser element değerleri (devam)

BAĞIRKAÇ BÖLGESİ										
		AB69	AB72	AB74	AB76	BG64	BG71	BG72	BG76	BG82
V	ppm	97	49	71	68	60	28	89	30	58
Co	ppm	44.4	288.1	79.0	74.8	39.9	83.4	150.7	248.2	74.4
Ni	ppm	29.9	23.2	39.8	30.9	47.1	19.6	33.7	10.6	18.6
Sn	ppm	1	<1	2	2	<1	<1	<1	<1	<1
W	ppm	83.2	381.8	229.4	181.6	60.3	13.5	19.6	55.1	66.4
Mo	ppm	1.2	1.9	0.5	2.8	0.5	14.4	18.0	1.6	0.9
Cu	ppm	128.7	9.6	178.0	2592.8	191.0	855.3	6614.4	2838.0	9817.4
Pb	ppm	7982.0	>10000	5543.1	2812.1	>10000	9295.8	>10000	>10000	>10000
Zn	ppm	>10000	67	>10000	2905	>10000	>10000	>10000	>10000	2846
Cd	ppm	92.2	1.3	42.5	12.6	182.4	386.6	208.0	614.0	16.1
As	ppm	17.9	4.1	24.1	60.1	149.9	31.4	147.1	116.3	92.4
Sb	ppm	3.8	1.8	1.8	2.4	5.5	1.7	26.1	8.5	5.3
Bi	ppm	2.4	118.2	16.6	17.8	0.4	<0.1	0.1	<0.1	0.6
Hg	ppm	<0.01	*	0.05	<0.01	0.06	0.05	0.10	0.16	0.02
Au	ppb	<0.5	1.6	<0.5	0.6	17.8	0.9	8.7	2.7	2.3
Ag	ppm	3.5	48.4	9.7	8.4	6.4	3.1	62.6	21.6	18.3
Se	ppm	2.3	>100.0	28.2	42.6	8.5	6.0	13.8	14.6	6.6
Ba	ppm	38	11	141	18	11	77	50	7	44
Rb	ppm	4.5	0.6	16.5	1.0	0.3	1.3	0.5	0.2	0.2
Sr	ppm	597.9	165.9	330.4	382.1	226.7	256.3	557.8	117.8	477.7
Cs	ppm	2.1	1.3	1.2	1.3	2.4	5.9	1.1	1.6	0.5
Ga	ppm	13.1	5.7	13.1	12.5	6.1	2.4	14.4	3.5	10.3
Ta	ppm	0.3	0.2	0.5	0.4	0.1	<0.1	0.4	<0.1	0.2
Nb	ppm	5.7	2.7	6.7	5.0	2.9	<0.1	4.8	0.9	3.7
Hf	ppm	2.2	0.7	1.7	1.5	1.1	0.3	2.0	0.4	1.0
Zr	ppm	66.6	26.6	59.1	51.3	44.9	4.7	57.0	8.4	37.0
Y	ppm	36.8	23.2	22.5	33.9	32.1	8.8	50.0	17.9	32.4
Th	ppm	5.4	2.9	7.5	5.8	2.9	0.5	6.3	1.2	4.6
U	ppm	1.9	2.7	2.4	1.6	0.6	0.9	2.7	0.4	1.8
Sc	ppm	9	3	12	8	5	2	9	3	7
Be	ppm	3	3	2	3	2	3	2	2	2
Tl	ppm	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1

EK 10 Cevherli kayaçların eser element değerleri (devam)

FIRINCIKDERE BÖLGESİ						
		FD3	FD4	FD6	FD11	FD16
V	ppm	107	35	33	96	70
Co	ppm	148.0	79.9	112.6	195.8	115.6
Ni	ppm	29.5	22.6	27.2	59.0	53.3
Sn	ppm	2	<1	<1	1	1
W	ppm	386.8	331.2	166.5	371.1	50.0
Mo	ppm	2.4	0.1	1.2	11.4	70.8
Cu	ppm	362.2	159.8	1859.7	3996.4	2638.8
Pb	ppm	73.9	7774.3	>10000	>10000	>10000
Zn	ppm	47	9228	>10000	>10000	>10000
Cd	ppm	0.2	38.9	1808.3	503.3	738.7
As	ppm	30.8	25.3	36.2	45.8	73.0
Sb	ppm	2.5	1.8	4.1	13.9	4.5
Bi	ppm	0.1	0.1	<0.1	0.8	0.2
Hg	ppm	*	*	0.15	0.11	0.21
Au	ppb	0.7	2.8	27.3	17.5	<0.5
Ag	ppm	0.3	1.7	8.8	22.5	15.2
Se	ppm	0.8	1.0	25.2	14.3	10.0
Ba	ppm	1847	304	3	24	4
Rb	ppm	228.2	28.5	0.4	2.3	0.5
Sr	ppm	418.7	327.8	73.9	278.1	402.1
Cs	ppm	3.4	0.7	0.3	0.6	1.5
Ga	ppm	11.6	6.4	2.1	7.2	8.8
Ta	ppm	1.2	0.3	<0.1	0.5	0.2
Nb	ppm	17.5	3.6	0.5	7.1	3.6
Hf	ppm	5.7	1.0	0.3	1.4	1.4
Zr	ppm	219.8	34.0	5.0	71.8	46.4
Y	ppm	33.5	21.4	5.9	23.6	26.6
Th	ppm	12.2	4.8	0.7	4.7	5.4
U	ppm	3.4	0.9	0.3	0.8	7.0
Sc	ppm	16	5	3	7	6
Be	ppm	1	<1	<1	<1	3
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

EK 11 Metamorfik kayaların eser element değerleri

HANDERESİ BÖLGESİ											
		HDYU-80	HDYU-84	HDYU-94	HDK-93	BB1	HDYU-85	HDK-88	YG3	YG4	YG5
		Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Mermer	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.
V	ppm	186	108	347	115	124	15	59	24	41	27
Co	ppm	93.8	38.0	54.9	41.3	58.6	5.8	86.4	100.4	67.8	67.1
Ni	ppm	15.1	186.2	45.9	56.5	65.4	<0.1	20.5	5.3	4.4	7.5
Sn	ppm	2	2	<1	2	3	<1	2	2	2	2
W	ppm	507.3	96.3	42.5	136.4	160.2	14.6	418.5	356.3	184.5	286.5
Mo	ppm	0.6	10.5	0.2	1.2	2.6	<0.1	0.3	0.2	0.5	0.2
Cu	ppm	55.3	0.7	63.3	1.3	72.2	<0.1	84.2	26.4	8.1	17.7
Pb	ppm	96.8	7.1	8.7	9.0	24.0	2.9	19.0	51.8	153.0	501.6
Zn	ppm	40	47	92	48	52	2	23	107	129	492
Cd	ppm	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.4	3.9	2.2
As	ppm	21.4	20.0	49.1	4.5	83.3	<0.5	55.7	155.2	63.4	9.2
Sb	ppm	9.2	1.8	0.5	3.6	0.8	<0.1	0.6	0.8	3.7	3.0
Bi	ppm	0.1	<0.1	0.6	<0.1	1.5	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Hg	ppm	*	0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	*	<0.01	<0.01	<0.01
Au	ppb	6.5	0.6	0.6	<0.5	<0.5	4.5	<0.5	2.2	2.8	1.7
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4
Se	ppm	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	ppm	37	20	165	211	488	2	350	609	506	633
Rb	ppm	8.1	4.4	36.8	33.3	105.2	0.4	80.8	135.7	97.9	105.6
Sr	ppm	917.6	953.1	215.8	1131.0	249.3	335.1	73.0	72.4	262.5	158.2
Cs	ppm	1.0	2.2	1.7	2.0	4.5	<0.1	3.3	6.8	1.7	3.8
Ga	ppm	17.0	20.1	17.0	18.7	17.9	<0.5	10.7	10.5	14.2	10.1
Ta	ppm	0.9	0.6	<0.1	0.7	1.0	<0.1	0.7	0.5	0.7	0.6
Nb	ppm	11.6	9.2	1.0	9.5	14.0	0.3	8.3	5.9	9.9	7.1
Hf	ppm	3.7	3.7	2.0	3.6	4.7	<0.1	3.6	3.1	6.1	3.8
Zr	ppm	123.0	128.2	67.7	138.2	174.8	3.6	139.2	98.9	209.6	124.5
Y	ppm	23.3	25.5	15.0	21.2	28.7	0.9	17.4	16.3	38.4	21.2
Th	ppm	9.9	7.8	<0.2	7.9	14.2	0.2	6.3	9.5	16.3	9.6
U	ppm	4.6	2.5	0.2	2.1	3.9	0.3	1.8	2.2	3.2	2.7
Sc	ppm	15	16	38	14	15	<1	8	5	10	5
Be	ppm	<1	3	1	3	3	<1	<1	2	2	1
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

EK 11 Metamorfik kayaçların eser element değerleri (devam)

BAĞIRKAÇ BÖLGESİ			FIRINCIKDERE BÖLGESİ						
		BG63	BG77	FD1	FD5	FD12	FD13	FD20	FD8
		Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Meta kmt.
V	ppm	185	42	100	62	236	352	102	175
Co	ppm	51.2	26.3	26.2	61.0	81.7	72.7	52.5	196.0
Ni	ppm	119.4	13.1	19.3	26.1	99.6	22.5	37.7	83.1
Sn	ppm	<1	<1	3	2	1	3	<1	4
W	ppm	40.5	202.5	58.2	233.5	111.2	76.6	156.5	378.1
Mo	ppm	0.4	3.7	1.7	1.2	0.2	1.5	10.6	1.9
Cu	ppm	3.5	43.6	38.1	51.1	1.1	105.9	51.6	166.4
Pb	ppm	4.7	55.7	5.2	13.7	5.8	82.3	10.3	13.6
Zn	ppm	43	27	74	69	64	183	44	134
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.3	0.2
As	ppm	68.5	42.5	23.8	23.7	38.3	40.6	26.5	30.1
Sb	ppm	2.8	1.4	0.1	0.7	1.1	1.6	0.3	0.9
Bi	ppm	<0.1	0.8	0.3	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Hg	ppm	0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
Au	ppb	<0.5	17.2	<0.5	1.1	1.8	3.0	<0.5	1.7
Ag	ppm	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	0.1
Se	ppm	<0.5	0.7	0.7	<0.5	<0.5	3.1	2.3	<0.5
Ba	ppm	77	7	431	1168	295	250	439	775
Rb	ppm	6.5	0.5	103.7	184.2	28.9	24.0	41.9	71.9
Sr	ppm	778.9	215.2	121.5	243.9	449.1	296.3	344.9	269.7
Cs	ppm	4.0	0.6	4.2	4.7	5.8	1.4	3.7	5.1
Ga	ppm	14.6	4.6	21.7	14.3	18.6	21.2	11.7	19.5
Ta	ppm	<0.1	0.2	0.8	0.9	1.4	1.4	0.6	1.6
Nb	ppm	0.8	2.3	11.1	11.2	23.2	22.6	6.9	19.1
Hf	ppm	1.6	0.8	6.0	5.4	4.7	4.3	3.4	5.7
Zr	ppm	56.2	21.8	219.2	185.9	176.3	210.0	116.0	195.8
Y	ppm	20.8	22.8	32.3	24.6	33.7	39.6	20.4	50.1
Th	ppm	0.3	4.6	13.4	12.9	3.1	3.4	8.7	10.8
U	ppm	0.2	1.5	3.6	5.2	0.7	1.4	5.8	4.3
Sc	ppm	38	4	19	16	31	38	11	24
Be	ppm	1	2	1	1	2	2	3	1
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

EK 12 Cevherli kayaçların nadir toprak element değerleri

<b>HANDERESİ BÖLGESİ</b>										
		<b>HDK-90</b>	<b>HDK-92</b>	<b>HDK-95</b>	<b>HDYU-86</b>	<b>HDYU-87</b>	<b>HDYU-91</b>	<b>HDYU-95</b>	<b>HDYU-00</b>	<b>BB3</b>
<b>La</b>	<b>ppm</b>	0.4	0.8	0.3	0.7	0.7	0.4	0.4	7.5	7.9
<b>Ce</b>	<b>ppm</b>	1.1	1.3	0.5	1.4	1.6	0.6	0.8	14.7	6.7
<b>Pr</b>	<b>ppm</b>	0.15	0.19	0.06	0.21	0.21	0.09	0.14	2.40	1.44
<b>Nd</b>	<b>ppm</b>	0.7	0.7	<0.3	0.5	0.7	<0.3	0.3	10.8	5.8
<b>Sm</b>	<b>ppm</b>	0.17	0.13	0.08	0.14	0.16	0.05	0.08	2.29	0.83
<b>Eu</b>	<b>ppm</b>	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.04	0.36	0.08
<b>Gd</b>	<b>ppm</b>	0.24	0.18	0.13	0.15	0.17	0.09	0.08	2.36	0.71
<b>Tb</b>	<b>ppm</b>	0.02	0.04	0.01	0.07	0.02	0.04	0.05	0.42	0.11
<b>Dy</b>	<b>ppm</b>	0.18	0.16	0.09	0.16	0.13	0.07	0.10	2.17	0.69
<b>Ho</b>	<b>ppm</b>	0.02	0.04	<0.02	0.07	0.03	0.03	0.04	0.45	0.15
<b>Er</b>	<b>ppm</b>	0.11	0.11	0.05	0.12	0.09	0.06	0.08	1.22	0.41
<b>Tm</b>	<b>ppm</b>	<0.01	0.03	<0.01	0.06	0.01	0.04	0.04	0.19	0.06
<b>Yb</b>	<b>ppm</b>	0.14	0.11	<0.05	0.11	0.08	0.05	0.06	1.02	0.35
<b>Lu</b>	<b>ppm</b>	<0.01	0.02	<0.01	0.06	0.01	0.04	0.04	0.16	0.05
<b>BAĞIRKAÇ BÖLGESİ</b>										
		<b>AB69</b>	<b>AB72</b>	<b>AB74</b>	<b>AB76</b>	<b>BG64</b>	<b>BG71</b>	<b>BG72</b>	<b>BG76</b>	<b>BG82</b>
<b>La</b>	<b>ppm</b>	24.3	15.8	30.0	20.3	23.3	19.5	31.6	16.4	23.8
<b>Ce</b>	<b>ppm</b>	42.0	27.1	57.1	33.5	22.0	14.3	46.7	11.4	35.2
<b>Pr</b>	<b>ppm</b>	5.51	4.04	7.18	4.89	6.34	4.19	7.99	3.79	5.94
<b>Nd</b>	<b>ppm</b>	23.5	16.8	27.3	19.3	25.8	17.2	32.0	15.4	24.3
<b>Sm</b>	<b>ppm</b>	4.65	3.47	5.24	4.00	5.48	3.45	7.28	3.18	5.25
<b>Eu</b>	<b>ppm</b>	1.21	0.53	1.05	0.73	1.10	0.31	1.94	0.41	1.08
<b>Gd</b>	<b>ppm</b>	5.21	3.50	4.79	4.26	5.48	2.78	8.06	3.34	5.76
<b>Tb</b>	<b>ppm</b>	0.83	0.57	0.70	0.76	0.92	0.29	1.40	0.48	0.96
<b>Dy</b>	<b>ppm</b>	4.80	3.22	3.52	4.52	5.15	1.41	8.06	2.58	5.24
<b>Ho</b>	<b>ppm</b>	1.01	0.71	0.71	1.00	1.06	0.19	1.54	0.49	1.09
<b>Er</b>	<b>ppm</b>	2.67	2.08	2.02	3.07	3.07	0.62	4.01	1.33	3.05
<b>Tm</b>	<b>ppm</b>	0.40	0.32	0.31	0.46	0.45	0.04	0.57	0.12	0.45
<b>Yb</b>	<b>ppm</b>	2.51	1.87	1.84	2.78	2.62	0.57	3.10	1.09	2.79
<b>Lu</b>	<b>ppm</b>	0.38	0.27	0.28	0.41	0.39	0.03	0.46	0.14	0.40
<b>FIRINCIKDERE BÖLGESİ</b>										
		<b>FD3</b>	<b>FD4</b>	<b>FD6</b>	<b>FD11</b>	<b>FD16</b>				
<b>La</b>	<b>ppm</b>	35.0	16.2	3.9	25.7	21.3				
<b>Ce</b>	<b>ppm</b>	73.4	29.7	4.7	32.9	35.7				
<b>Pr</b>	<b>ppm</b>	8.72	4.41	1.11	6.98	4.87				
<b>Nd</b>	<b>ppm</b>	34.5	19.4	4.5	28.6	20.5				
<b>Sm</b>	<b>ppm</b>	6.58	4.04	0.97	5.97	3.96				
<b>Eu</b>	<b>ppm</b>	1.42	0.71	0.17	1.34	0.70				
<b>Gd</b>	<b>ppm</b>	6.00	4.02	1.03	5.61	4.00				
<b>Tb</b>	<b>ppm</b>	1.02	0.67	0.17	0.88	0.68				
<b>Dy</b>	<b>ppm</b>	5.75	3.62	0.96	4.67	3.74				
<b>Ho</b>	<b>ppm</b>	1.18	0.68	0.17	0.88	0.78				
<b>Er</b>	<b>ppm</b>	3.45	1.84	0.54	2.48	2.17				
<b>Tm</b>	<b>ppm</b>	0.54	0.26	0.04	0.37	0.35				
<b>Yb</b>	<b>ppm</b>	3.47	1.42	0.31	2.36	2.15				
<b>Lu</b>	<b>ppm</b>	0.52	0.21	0.04	0.34	0.33				



EK 13 Metamorfik kayaların nadir toprak element değerleri

HANDERESİ BÖLGESİ											
		HDYU-80	HDYU-84	HDYU-94	HDK-93	BB1	HDYU-85	HDK-88	YG3	YG4	YG5
		Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Mermer	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.	Meta kmt.
La	ppm	42.0	23.5	2.0	23.6	36.3	0.9	18.9	26.0	38.3	23.2
Ce	ppm	85.0	45.8	4.9	49.6	77.0	1.5	39.2	49.7	73.0	50.5
Pr	ppm	10.18	5.44	0.76	5.97	9.02	0.26	4.74	5.75	8.77	5.44
Nd	ppm	39.0	22.3	4.3	23.6	33.6	0.8	18.3	20.8	31.2	20.4
Sm	ppm	6.48	4.36	1.27	4.43	6.39	0.16	3.46	3.43	5.47	3.55
Eu	ppm	1.12	1.14	0.39	0.91	0.99	0.07	0.71	0.60	1.08	0.63
Gd	ppm	5.43	4.39	1.82	3.76	5.23	0.18	3.02	2.72	4.82	3.02
Tb	ppm	0.88	0.73	0.37	0.65	0.90	0.07	0.52	0.46	0.93	0.55
Dy	ppm	4.34	4.03	2.51	3.79	4.89	0.15	3.01	2.53	5.70	3.42
Ho	ppm	0.90	0.85	0.59	0.77	0.95	0.07	0.60	0.54	1.26	0.73
Er	ppm	2.34	2.42	1.74	2.31	2.82	0.12	1.70	1.60	3.85	2.22
Tm	ppm	0.43	0.36	0.27	0.38	0.43	0.06	0.25	0.27	0.61	0.37
Yb	ppm	2.28	2.27	1.74	2.38	2.71	0.10	1.62	1.76	3.78	2.30
Lu	ppm	0.42	0.35	0.27	0.36	0.40	0.05	0.24	0.25	0.59	0.33
BAĞIRKAÇ BÖLGESİ						FIRINCIKDERE BÖLGESİ					
		BG63	BG77	FD1	FD5	FD12	FD13	FD20	FD8		
		Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Şist	Meta kmt.		
La	ppm	3.9	15.3	29.1	30.0	20.6	20.1	24.7	40.7		
Ce	ppm	6.9	17.5	63.4	64.5	45.7	45.3	51.8	70.1		
Pr	ppm	1.60	3.61	7.51	7.40	5.89	5.99	6.02	10.57		
Nd	ppm	8.0	15.1	29.6	28.8	25.4	27.3	22.8	40.4		
Sm	ppm	2.55	3.25	5.78	5.50	5.84	6.41	4.48	9.42		
Eu	ppm	0.95	0.60	1.14	1.01	1.85	2.32	0.90	1.94		
Gd	ppm	3.21	3.42	5.21	4.98	6.18	7.27	4.04	8.26		
Tb	ppm	0.63	0.56	0.91	0.80	1.05	1.26	0.66	1.48		
Dy	ppm	3.69	3.22	5.42	4.39	6.07	7.30	3.48	8.38		
Ho	ppm	0.79	0.68	1.17	0.91	1.26	1.51	0.73	1.76		
Er	ppm	2.34	1.89	3.60	2.66	3.43	4.11	2.10	5.39		
Tm	ppm	0.35	0.25	0.56	0.43	0.50	0.61	0.34	0.90		
Yb	ppm	2.18	1.46	3.81	2.99	3.14	3.78	2.20	5.25		
Lu	ppm	0.33	0.21	0.56	0.48	0.46	0.56	0.37	0.78		

EK 14 Eybek plütönuna ait jeokimyasal analiz sonuçları

		EYGR01	EYGR03	EYGR06	EYGR07	EYGR11	EYGR12
		Granodiy.	Granofir	Granofir	Granodiy.	Kuvars Monzodiy.	Kuvars Monzodiy.
SiO <sub>2</sub>	%	63.54	74.58	76.53	63.71	61.39	61.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	15.89	13.55	12.60	15.56	16.45	16.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	4.87	1.26	0.93	5.02	5.31	5.31
MgO	%	2.27	0.22	0.04	2.22	2.53	2.49
CaO	%	4.69	1.34	0.76	4.45	4.83	4.76
Na <sub>2</sub> O	%	3.40	2.72	3.10	3.28	3.45	3.46
K <sub>2</sub> O	%	3.61	5.47	5.25	4.07	3.71	3.67
TiO <sub>2</sub>	%	0.57	0.12	0.08	0.57	0.61	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.20	0.03	0.01	0.21	0.22	0.22
MnO	%	0.10	<0.01	0.01	0.09	0.09	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.006
At. Kay.	%	0.5	0.5	0.6	0.5	1.0	1.3
<b>Toplam</b>	<b>%</b>	<b>99.64</b>	<b>99.82</b>	<b>99.88</b>	<b>99.67</b>	<b>99.64</b>	<b>99.62</b>
V	ppm	103	14	<8	108	114	118
Co	ppm	45.5	85.3	97.8	55.3	64.3	88.9
Ni	ppm	4.3	1.7	1.0	5.3	7.0	7.7
Sn	ppm	2	<1	<1	3	2	2
W	ppm	249.2	569.9	654.5	298.3	348.0	408.6
Mo	ppm	0.2	<0.1	<0.1	0.2	0.4	0.5
Cu	ppm	4.7	1.2	1.7	13.3	17.4	20.9
Pb	ppm	5.4	13.9	7.4	10.8	11.6	10.0
Zn	ppm	34	8	3	28	30	35
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	ppm	1.0	0.9	2.0	2.9	2.0	2.0
Sb	ppm	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.1	<0.1
Bi	ppm	<0.1	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Au	ppb	1.1	3.9	1.7	2.3	1.5	2.9
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	ppm	1206	602	144	1055	1205	1244
Rb	ppm	130.4	188.8	197.3	157.1	148.9	151.3
Sr	ppm	667.5	310.6	99.8	638.7	706.3	725.0
Cs	ppm	4.7	8.9	4.6	4.9	6.3	6.7
Ga	ppm	17.4	13.4	12.7	16.6	17.4	17.4
Ta	ppm	1.6	2.0	2.6	1.8	1.2	1.1
Nb	ppm	17.2	13.4	21.1	19.2	14.8	14.9
Hf	ppm	4.8	3.0	6.4	5.5	5.1	5.5
Zr	ppm	180.8	67.9	135.9	187.8	195.5	212.0
Y	ppm	26.6	12.7	11.4	27.6	21.8	21.9
Th	ppm	44.1	36.7	36.4	37.4	29.6	39.0
U	ppm	6.6	11.4	25.2	14.4	8.4	9.7
Sc	ppm	11	1	<1	11	12	11
Be	ppm	2	3	4	2	3	3
Tl	ppm	0.3	<0.1	<0.1	0.3	0.4	0.4
La	ppm	105.8	32.8	22.3	64.8	43.2	52.1
Ce	ppm	170.2	54.3	34.9	121.0	85.9	98.9
Pr	ppm	16.81	5.34	3.31	13.41	9.80	10.91
Nd	ppm	55.8	16.3	9.5	47.5	36.3	39.7
Sm	ppm	8.01	2.56	1.30	7.90	6.36	6.72
Eu	ppm	1.61	0.44	0.13	1.42	1.42	1.45
Gd	ppm	5.57	1.80	0.95	5.53	4.61	4.95
Tb	ppm	0.87	0.31	0.17	0.87	0.72	0.75
Dy	ppm	4.41	1.72	1.09	4.57	3.76	3.88
Ho	ppm	0.86	0.35	0.28	0.87	0.69	0.73
Er	ppm	2.52	1.12	1.17	2.59	1.99	2.07
Tm	ppm	0.40	0.21	0.28	0.42	0.32	0.33
Yb	ppm	2.59	1.62	2.34	2.73	2.08	2.14
Lu	ppm	0.38	0.25	0.43	0.40	0.30	0.31

EK 15 Eybek plütonuna ait jeokimyasal analiz sonuçları (Genç ve Altunkaynak 2007'den alınmıştır)

	64	65	58	59	67	68	71	76	87	89
	Granit	Granit	K.Monzonit	K.Monzonit	Granodiyorit	Granodiyorit	Katakl. Granit	Katakl. Granit	Dayk	Dayk
SiO <sub>2</sub>	54.25	61.65	74.14	73.24	60.28	62.05	62.03	61.08	60.31	50.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.4	18.62	13.11	13.6	16.16	15.79	16.21	16.88	16.64	13.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.09	4.57	1.43	1.2	5.97	5.82	5.91	6.16	6.57	8.35
MgO	5.49	1.96	0.39	0.38	2.95	2.74	2.54	2.54	2.78	9.42
CaO	7.24	5.21	1.5	1.62	5.65	5.25	5.82	6.05	6.37	8.85
Na <sub>2</sub> O	2.51	4.13	2.31	2.41	3.46	3.36	3.76	3.92	3.87	2.72
K <sub>2</sub> O	4.6	2.64	6.16	5.91	3.37	3.28	1.99	1.83	1.95	1.6
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.46	0.16	0.16	0.74	0.67	0.6	0.65	0.67	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.13	0.03	0.02	0.24	0.21	0.14	0.16	0.14	0.25
MnO	0.2	0.06	0.01	0.01	0.1	0.1	0.11	0.11	0.12	0.13
At.Kay.	0.7	0.7	0.5	1.2	0.8	0.5	0.7	0.3	0.4	4.1
Toplam	99.55	100.1	99.74	99.75	99.72	99.77	99.81	99.68	99.82	99.7
Cr	191.59	13.69	6.16	6.16	20.53	20.53	6.16	6.84	13.69	444.76
V	152	77	25	20	125	111	120	138	142	186
Co	26.5	11.4	2.7	2.6	16	14.7	14.1	14.5	15.8	34.8
Ni	20	6.6	2.7	2.3	5.9	6.1	2.7	2.8	2.6	79.6
Cu	17.2	7.4	8	12	8.4	86.8	9.5	9.1	12.5	3.4
Pb	5.4	4.1	4.8	4.5	1.9	3.2	2.8	2.1	1.8	3.5
Zn	35	27	11	10	24	30	33	38	33	20
Ba	858	653	1174	1139	1291	1081	896	894	787	841
Rb	194.3	105.6	190.5	186	113.4	114.4	59.3	55.4	65.7	100.8
Sr	552.9	789.5	485.3	504.8	736	636.5	554.8	529.6	587.8	733.7
Cs	4.7	4.1	5.6	5.4	4	4.9	1.7	1.9	3.6	3.3
Ga	17.5	19	12.1	11.6	17.6	17.4	17.2	17.5	20.8	14.9
Ta	0.8	0.8	0.6	0.5	1.2	0.9	0.5	0.4	0.5	0.5
Nb	14.3	9.9	4.1	4	14.7	12.5	6.8	5.9	7.1	7.9
Hf	4.6	4.2	5.1	4.3	5	5.1	4.8	5.7	4.3	3
Zr	160.2	148.7	146.4	122	160.5	184.6	183.2	227.8	147.1	125.7
Y	39.2	15.9	9.8	8.8	26.3	20.2	27.5	26.7	28.7	25.5
Th	16.6	22.1	93.4	100.5	17.1	32.3	10.1	12.7	10.9	20.3
U	3.7	8.2	14.5	16.2	5.8	7.3	3.1	2.6	3.3	3.5
Sc	22	9	2	2	14	12	14	14	14	28
La	42.6	32.2	110.3	94.8	56.8	49.7	22.7	28.7	30.4	51.7
Ce	92	58.7	174.5	142.4	101.5	84.1	46.9	50.6	55.1	91.1
Pr	11.15	6.12	16.07	13.33	11.5	9.62	5.67	6	6.33	10.84
Nd	45.6	22.6	48.2	38.8	43.3	31.5	20.9	22.5	27	42.9
Sm	9.3	4.2	5.4	4.4	7.6	5.5	4.7	4.5	5.4	8.1
Eu	1.69	1.28	0.75	0.82	1.73	1.47	1.14	1.24	1.34	1.86
Gd	7.71	2.96	2.8	2.33	5.76	4.31	4.41	4.75	5.18	5.48
Tb	1.29	0.54	0.37	0.3	0.84	0.6	0.76	0.77	0.74	0.83
Dy	6.38	2.63	1.75	1.4	4.61	3.68	4.32	4.76	4.71	4.5
Ho	1.29	0.48	0.29	0.28	0.87	0.66	0.91	0.87	0.89	0.84
Er	3.44	1.32	1.03	0.87	2.5	2.07	2.74	2.52	2.95	2.26
Tm	0.54	0.23	0.16	0.16	0.38	0.33	0.46	0.42	0.4	0.35
Yb	3.53	1.61	1.06	0.93	2.57	1.99	3.08	2.93	2.9	2.26
Lu	0.49	0.24	0.2	0.15	0.38	0.33	0.44	0.47	0.46	0.31

EK 16 Kalkım volkanitlerine ait jeokimyasal analiz sonuçları

		KAL-06	KAL-07	KAL-08	KAL-09	KAL-14	KAL-17
		Trakiandezit	Andezit	Andezit	Trakiandezit	Altere volk.	Andezit
SiO <sub>2</sub>	%	59,60	53,87	57,78	59,61	71,69	55,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	16,04	17,14	16,00	16,69	12,69	16,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	6,22	6,71	6,15	6,32	6,30	7,36
MgO	%	1,46	3,20	2,18	1,81	0,80	2,76
CaO	%	3,85	8,80	6,34	4,56	0,06	5,07
Na <sub>2</sub> O	%	2,85	3,32	3,04	3,40	0,05	3,07
K <sub>2</sub> O	%	2,54	3,09	3,75	3,12	3,34	3,24
TiO <sub>2</sub>	%	0,65	0,76	0,63	0,62	0,41	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,17	0,23	0,22	0,24	0,18	0,30
MnO	%	0,09	<0,20	0,14	0,07	0,01	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,002	<0,028	<0,011	<0,004	<0,017	0,003
At.Kay.	%	6,30	2,30	3,50	3,30	4,30	5,00
Toplam	%	100	100	<100	100	100	100
V	ppm	154,0	215,0	104,0	126,0	81,0	113,0
Co	ppm	22,4	32,0	28,9	20,4	15,8	27,3
Ni	ppm	3	<8	<7	6	2	7
Sn	ppm	2,0	2,0	2,0	2,0	5,0	2,0
W	ppm	71,2	<83,7	<65,6	55,3	128,3	40,7
Mo	ppm	0,1	0,7	0,1	0,2	1,1	0,1
Cu	ppm	6,8	23,0	16,0	14,8	20,1	39,0
Pb	ppm	26	6	6	6	405	6
Zn	ppm	<40,0	<66,0	<53,0	<59,0	<33,0	<54,0
Cd	ppm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
As	ppm	<1,9	<4,0	5,6	2,2	1,5	<1,0
Sb	ppm	<0,1	0,1	<0,2	<0,2	<0,6	<0,1
Bi	ppm	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,60	<0,10
Hg	ppm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Au	ppb	<0,6	<1,0	<0,5	<0,5	<0,6	<0,8
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	1	1	1	1	4	1
Ba	ppm	790,0	1100,0	1257,0	1220,0	402,0	1438,0
Rb	ppm	81,6	118,6	114,1	109,5	174,2	116,8
Sr	ppm	332,9	637,3	571,2	669,2	12,5	812,6
Cs	ppm	4,2	3,7	2,8	4,0	8,7	5,2
Ga	ppm	16,5	18,5	16,6	17,0	17,5	17,1
Ta	ppm	0,7	0,6	0,6	0,7	1,0	0,9
Nb	ppm	8,4	7,6	7,9	8,8	10,1	13,5
Hf	ppm	3,6	3,8	3,5	4,1	3,5	4,5
Zr	ppm	120,1	133,7	140,1	149,4	117,5	172,5
Y	ppm	24,5	26,1	23,2	24,3	25,0	24,1
Th	ppm	11,4	12,3	14,5	16,3	18,3	22,4
U	ppm	4	4	<3	5	5	6
Sc	ppm	16	29	18	14	13	18
Be	ppm	2,0	<2,0	<2,0	2,0	2,0	2,0
Tl	ppm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
La	ppm	29,8	29,3	30,3	34,8	42,3	48,7
Ce	ppm	51,60	58,50	60,90	64,50	84,90	96,30
Pr	ppm	6,7	7,1	7,3	7,5	9,8	11,1
Nd	ppm	25,70	27,90	29,20	28,30	34,80	42,60
Sm	ppm	4,79	5,56	5,37	5,22	6,06	7,55
Eu	ppm	1,20	1,47	1,35	1,32	0,90	1,72
Gd	ppm	4,20	4,94	4,44	4,17	4,49	5,65
Tb	ppm	0,70	0,80	0,71	0,69	0,74	0,85
Dy	ppm	3,82	4,38	3,84	3,92	4,05	4,33
Ho	ppm	0,78	0,86	0,74	0,78	0,82	0,78
Er	ppm	2,31	2,45	2,18	2,22	2,25	2,22
Tm	ppm	0,37	0,39	0,34	0,35	0,36	0,35
Yb	ppm	2,34	2,37	2,19	2,21	2,24	2,20
Lu	ppm	0,34	0,36	0,34	0,32	0,32	0,33

## ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Sinan AKISKA

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Tarihi : 04/04/1978

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Ankara Atatürk Lisesi (1994)

Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü (2000)

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji  
Mühendisliği Anabilim Dalı (2003)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl : Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü, Uzman, 2004-

Yayımları (SCI ve diğer) :

1. **Akıska, S.**, Demirela, G. ve Sayılı, İ. S. 2010. Handeresi - Bağırkaç ve Fırıncıkdere (Çanakkale-Yenice-Kalkım) galerileri Pb-Zn cevherleşmelerinde mineralojik veriler. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 128-129.

2. **Akıska, S.**, Sayılı, İ. S. and Demirela, G. 2010. The subsurface 3D modelling of the Handeresi (Kalkim-Canakkale) area, NW of Turkey, Pb-Zn-Cu ore zones. EGU2010 General Assembly, Abstracts 1636, Vienna.

3. **Akıska, S.**, Ünlü, T., and Sayılı, İ. S. 2008. Mining geology of the gold occurrences related to the arsenopyrites of İzmir, Ödemiş Region, Mineral Res. Expl. Bull. (Foreign Edition), 136, p. 1-16.
4. **Akıska, S.**, Ünlü, T., and Sayılı, İ. S. 2008. İzmir-Ödemiş yöresindeki arsenopiritlerle ilişkili altın oluşumlarının maden jeolojisi, MTA Dergisi (Türkçe Baskı), 136, s.1-18.
5. **Akıska, S.** ve Sayılı, İ. S. 2004. "İzmir-Ödemiş yöresindeki metamorfik kayalar içerisinde bulunan altınlı arsenopirit damarlarının jeolojisi, jeokimyası ve kökeni" , 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, s.78.